

BULLETIN
DE LA
SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE
DE FRANCE

Publié avec le concours
du CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

CETTE SOCIÉTÉ, FONDÉE LE 17 MARS 1830,
A ÉTÉ AUTORISÉE ET RECONNUE COMME ÉTABLISSEMENT D'UTILITÉ PUBLIQUE
PAR ORDONNANCE DU 3 AVRIL 1832.

CINQUIÈME SÉRIE

TOME DIX-NEUVIÈME

FASCICULE 7-8-9

Feuilles 32 à 44 — Planches XVI-XXIV
49 figures, 2 tableaux dans le texte

PARIS
SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE
28, rue Serpente, VI

COMPTE DE CHÈQUES POSTAUX PARIS, N^o 173-72
Téléph. : DANTON 90-61

1949

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE

FONDÉE LE 17 MARS 1830.

Établissement d'Utilité Publique, reconnu par Ordonnance du 3 avril 1832.

EXTRAITS DU RÈGLEMENT

ART. 2. — L'objet de la Société est de concourir à l'avancement de la Géologie en général et particulièrement de faire connaître le sol de la France, tant en lui-même que dans ses rapports avec les Arts industriels et l'Agriculture.

ART. 3. — Le nombre des membres de la Société est illimité. Les Français et les Étrangers peuvent également en faire partie. Il n'existe aucune distinction entre les membres.

ART. 42. — Pour assister aux séances, les personnes étrangères à la Société doivent être présentées chaque fois par un de ses membres.

ART. 46. — Aucune communication ou discussion ne peut avoir lieu sur des objets étrangers à la Géologie ou aux Sciences qui s'y rattachent.

ART. 48. — Chaque année, de juillet à novembre, la Société tiendra une ou plusieurs séances extraordinaires sur un point qui aura été préalablement déterminé.

ART. 55. — Tous les travaux destinés à l'impression doivent être inédits et avoir été présentés à une séance.

ART. 75. — Les auteurs reçoivent 50 tirages à part de leurs communications insérées au *Bulletin* : ils peuvent en outre en faire faire à leurs frais, en passant par l'intermédiaire du Secrétariat.

AVANTAGES ACCORDÉS AUX MEMBRES

Les membres de la Société reçoivent *gratuitement* les *Comptes rendus des séances et le Bulletin*.

Les membres peuvent utiliser le prêt des livres à domicile (cautionnement 300 fr.).

Ils peuvent *acheter* à la Société : 1° avec une remise de 25 %, les *Comptes rendus et les Bulletins*, la *Bibliographie* ; 2° avec une rem. de 20 %, les *Mémoires de Géologie* (par mémoire), les *Mémoires de Paléontologie* (par mémoires séparés), les *Mémoires* (nouvelle série) par souscription au volume ou par mémoires séparés.

La Société met également en vente les ouvrages de Fontannes et de Cossmann. Catalogue et prix sur demande.

1. La remise ne s'applique que pour un seul exemplaire. Elle ne s'applique pas aux séries complètes, mises en réserve, qui ne sont vendues qu'après décision spéciale du Conseil.

CONDITIONS D'ADMISSION

Être présenté à une séance de la Société par deux de ses membres qui auront signé la présentation et avoir été proclamé dans la séance suivante (art. 4 du Règlement).

A défaut de deux parrains, adresser au Secrétariat un exposé de titres et références.

Cotisation 1950 : 1.000 francs. Étranger : 1.200 fr.

Pour tous renseignements, achats et abonnements, s'adresser impersonnellement au Secrétaire de la Société, 28, rue Serpente, Paris, VI*.

LES OPERCULES DE SERPULIDÉS DE L'ÉOCÈNE DU BASSIN DE PARIS

PAR A. Wrigley¹.

Sommaire. — Ces opercules semblent appartenir à quatre espèces distinctes correspondant presque rigoureusement aux quatre principaux étages de l'Éocène. De ces quatre espèces, trois sont nouvelles ; la quatrième a été décrite autrefois comme *Polypier*.

L'étude des Serpulidés fossiles a été négligée, peut-être à cause de certaines difficultés inhérentes à ce sujet. Les parties dures des Polychètes sédentaires, les seules conservées à l'état fossile, sont représentées par les tubes et les opercules calcaires. Il est rare de rencontrer un opercule fossile *in situ* dans son tube, aussi, en général, on ne sait avec certitude à quel genre de tube se rapportent les opercules séparés. La classification des Polychètes actuels est basée sur les parties molles de l'animal ou sur son opercule, et non sur les tubes qui sont rarement caractéristiques, et, lorsque l'opercule sert à établir des distinctions, s'il n'est pas calcaire, ou si ses caractères essentiels résident dans des parties accessoires chitineuses ou cornées, opercule et parties accessoires ont disparu dans la fossilisation². Pour toutes ces raisons, notre connaissance des Serpulidés fossiles doit rester limitée et imparfaite ; il peut, néanmoins, être utile de signaler à leur sujet certains faits qui semblent avoir une valeur stratigraphique.

Récemment, en examinant une collection de Serpulidés fossiles du Bassin de Paris, réunie par MM. L. et J. Morellet et aimablement communiquée par ce dernier, j'ai constaté que les nom-

1. Note présentée à la séance du 7 novembre 1949.

2. Le Professeur Fauvel, d'Angers, bien connu pour sa grande compétence en Annélides, m'affirme que l'on ne connaît pas d'opercules entièrement calcaires chez les Serpulidés actuels, et, dans une de ses lettres, se hasarde à suggérer que les opercules fossiles ici décrits sont des calcifications secondaires, par fossilisation, d'une substance originellement cornée ou analogue au cuir, qui pourrait avoir renfermé un plateau calcaire à l'intérieur du disque. Une telle calcification serait tout à fait contraire à ce que nous savons de la fossilisation dans les dépôts éocènes où de telles substances organiques ne sont jamais conservées. Par exemple, chez les Naticidés fossiles, les opercules cornés ont tous disparu alors que les opercules originellement calcaires sont conservés. Lorsque des substances chitineuses subsistent chez des fossiles, c'est à l'état de pellicules et de traces, et non de corps solides non déformés.

breux opercules qu'elle renferme semblent appartenir à quatre espèces distinctes correspondant presque rigoureusement à chacune des quatre principales divisions stratigraphiques : Thanétien, Cuisien, Lutétien et Bartonien ¹.

1. *Turbinia abbreviata* (DESHAYES).

(Fig. 1 a, b ; 2 a-d.)

Tube : *Dentalium abbreviatum* DESHAYES, [1825, p. 352, pl. 18, fig. 21, 22].

Opercule : *Turbinia graciosa* MICHELIN, [1845, p. 177, pl. 46, fig. 15].

Pyrgopolōn (*Pyrgopolopsis*) *abbreviatus* ROVERETO, [1904, p. 26-27, pl. 4, fig. 12 a-d].

Michelin a décrit comme genre et espèce nouveaux de Polypier, à affinités douteuses, un petit opercule de Serpulidé de Cuise-Lamotte. Il signale un échantillon similaire de Grignon, provenant de la collection Defrance, mais ce dernier doit se rapporter à une autre espèce, probablement à *Serpula* Sp. 1, que je décris plus loin. Ce n'est pas un cas isolé d'erreur semblable. Nyst [1843] a décrit également comme espèce nouvelle de Polypier un organisme que l'on a reconnu par la suite être un opercule de Serpulidé.

De même que tous les opercules similaires, celui-ci peut être considéré comme une tige ou *pédoncule* qui se dilate en un *cône* dont la face supérieure forme un *disque* radié. Le pédoncule, qui est concentrique au cône et au disque, est bifide et, sur les échantillons, toujours brisés et usés, chaque moitié apparaît creuse. Tout d'abord (fig. 2 a), le disque est plat avec une concavité au centre, mais, en grandissant, il est rendu convexe par deux ou trois accroissements superposés, au point de devenir turriculé, avec un disque central convexe. Les rayons du disque se continuent sur le cône (fig. 2 b) et par suite se voient sur la tranche des disques successifs. Le diamètre maximum du disque est de 1,75 mm.

Ces opercules ont été trouvés dans les Sables de Cuise à Cuise-Lamotte, au SE du Mont-Collet (forêt de Compiègne), au NW du Mont-Berny (près Pierrefonds), à Pierrefonds, à Cinqueux et à Liancourt-Saint-Pierre (Oise) ; à Retheuil et à Jouy (Aisne). En Angleterre, on en rencontre, mais rarement, dans les Lower Bracklesham Beds de Whitecliff Bay, au niveau du Cuisien (Bed IV de Fisher) ainsi qu'au Lutétien (Bed IX de Fisher).

1. Le terme de Bartonien est employé *sensu lato* et comprend à la fois la masse principale des Sables moyens, qui correspond aux Upper Bracklesham Beds d'Angleterre, et les Sables de Cresnes, qui, seuls, peuvent être rigoureusement synchronisés avec les Barton Beds anglais.

Les tubes qui accompagnent ces opercules (fig. 1 a, b) sont légèrement courbes et toujours rendus régulièrement heptagonaux par sept crêtes externes, d'ordinaire droites, mais quelquefois tordues. La surface externe présente transversalement de légers bombements et des constriction peu accusées qui alternent irrégulièrement. Le tube, par suite d'un dédoublement délicat de la coquille dû à la corrosion millénaire dans une couche sableuse, est manifestement composé de deux

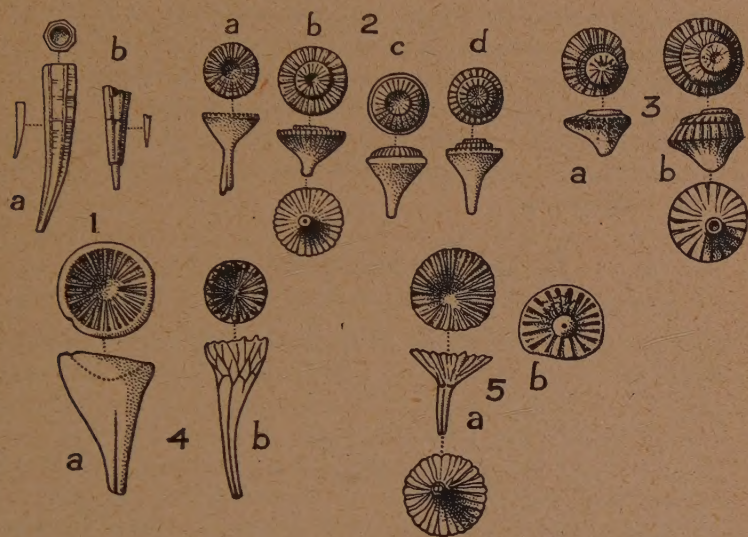


FIG. 1 a, b. — *Turbinia abbreviata* (DESHAYES), tubes ($\times 3$) ; Sables de Cuise, Cuise-Lamotte (Oise).

FIG. 2 a-d. — *Turbinia abbreviata* (DESHAYES), opercules ($\times 6$) ; Sables de Cuise, Cuise-Lamotte (Oise).

FIG. 3 a, b. — *Turbinia praecursor* n. sp., opercules ($\times 6$) ; a. Thanétien, Abbecourt (les Godins) ; b. Thanétien, Bracheux (Butte de la Justice).

FIG. 4 a, b. — *Serpula* Sp. 1, opercules ($\times 6$) ; a. Lutétien, Chaumont-en-Vexin (Oise) ; b. Éocène moyen, Bois-Gouët (Bretagne).

FIG. 5 a, b. — *Serpula* Sp. 2, opercules ($\times 6$) ; Bartonien, Barisseuse (Oise).

Tous les échantillons figurés proviennent de la collection de L. et J. MORELLET, de Paris, ils ont été déposés à l'École Nationale Supérieure des Mines de Paris et incorporés à la collection générale.

parois ou couches dont l'externe est la plus épaisse. Généralement, l'autre est libre à l'intérieur et peut se déplacer en avant et en arrière, comme dans une lunette ; on peut du reste rencontrer séparément ces deux parois. Le diamètre interne maximum de l'ouverture est de 1,25 mm. La forme extérieure et la dualité de couches de la coquille indiquent toutes deux une origine d'Annélide incontestable.

Ces tubes se rencontrent dans les Sables de Cuise à Cuise-

Lamotte, au SE du Mont-Collet (forêt de Compiègne), au NW du Mont-Berny (près Pierrefonds), à Pierrefonds, à Cinqueux, à Heilles, à Vaux (près Creil), à Hérouval et à Liancourt-Saint-Pierre (Oise); à Jouy et à Relheuil (Aisne). On en a trouvé deux échantillons dans le Cuisien d'Angleterre à Whitecliff Bay.

Deshayes a décrit ces tubes comme *Dentalium*; par la suite on les a rapportés à *Ditrupa*, mais ce genre, s'il convient à « *Dentalium* » *strangulatum* DESH., ne peut nullement s'appliquer à une coquille heptagonale. Rovereto (*loc. cit.*), qui a observé ces opercules (*graciosa*) en place dans des tubes (*abbreviatum*), les rapporte à un nouveau sous-genre, *Pyrgopolopsis*, mais *Turbinia* MICHELIN rend superflu le nom qu'il propose. Quant aux soi-disant rapports avec *Pyrgopolon* MONTFORT, du Maestrichtien, ils sont fantaisistes.

2. *Turbinia praecursor* n. sp.

(Fig. 3 a, b.)

Dans les sables thanétiens de Bracheux (Butte de la Justice), de Boncourt (près Noailles) et d'Abbecourt (les Godins), Oise, on trouve de petits opercules corrodés qui, tous, se distinguent facilement de l'espèce précédente par l'excentricité accusée du pédoncule et du disque le plus large par rapport aux disques superposés à ce dernier (fig. 3 b). A tous les autres points de vue, la plus grande ressemblance est manifeste. Dans les dépôts thanétiens aucun tube, jusqu'ici, ne peut être rapporté à cet opercule.

Les seuls opercules turriculés de Serpulidés actuels que j'aie pu trouver sont des échantillons en alcool que j'ai examinés au British Museum. Ce sont : 1° *Spirobranchus latiscapus* (MARENZELLER) de Nouvelle-Zélande, etc..., dont l'opercule peut présenter jusqu'à six disques superposés radiés, toutefois non convexes, et dont le pédoncule est muni de deux expansions aliformes. Les disques sont des plateaux calcaires recouverts d'une enveloppe, de la nature du caoutchouc, qui se continue sur le pédoncule ailé. Les tubes sont dimorphes : tout d'abord adhérents, triangulaires et contournés, ils deviennent, au cours de leur croissance, libres, circulaires ou quadrangulaires, et pustuleux. 2° *Pomatosagus stellatus* ABILDGAARD (Panama, etc...), qui possède deux disques radiés, cornés et non calcaires, et surmontés d'une petite calotte saillante, rayonnée sur les bords. Le cône et le pédoncule, d'une substance analogue au cuir, se dilatent en deux larges lobes latéraux. Les tubes sont triangulaires et adhèrent les uns

aux autres. Ces différences tranchées avec les échantillons fossiles justifient le maintien du nom *Turbinia*.

3. *Serpula* Sp. 1.

(Fig. 4 a, b.)

Serpula (Sclerostyla) mellevillei ROVERETO, [1904, p. 24, pl. 3, fig. 10 a-k],
? non NYST et LE HON.

La figure 4 a reproduit un opercule lutétien caractéristique qui semble très commun dans le « faciès transgressif » de la base du Calcaire grossier. Presque tous les échantillons sont fortement usés, si bien que le pédoncule bifide se distingue difficilement du cône dont l'angle est relativement faible. A la fois pédoncule et cônesont très excentriques au disque radié, qui est profondément concave et dont le diamètre maximum est de 2,5 mm. Un examen attentif montre que le cône est couvert d'un réseau, en partie effacé par abrasion. On peut le voir plus nettement sur un opercule similaire de l'Éocène moyen de Bois-Gouët (fig. 4 b). Les deux rainures longitudinales se ramifient au point de jonction du pédoncule et du cône ; des ramifications successives couvrent le cône d'un réseau de lignes incisées qui, finalement, rejoignent les rayons sur la tranche du disque. Ces échantillons, qui peuvent appartenir tous à une seule espèce, se rencontrent dans le Calcaire grossier de : Chaumont-en-Vexin, le Vivray, les Groux, Liancourt-Saint-Pierre (Oise) ; Fontenay-Saint-Père et la Ferme de l'Orme (S.-et-O.), et Cahaignes (Eure). En Angleterre, on a trouvé des opercules similaires dans les sables lutétiens du Southampton Dock.

Rovereto (*loc. cit.*) figure cet opercule, ainsi qu'un tube, du Lutétien de Saint-Gobain (Aisne) et le nomme *Serpula mellevillei* NYST et LE HON ($\equiv$ *Serpula heptagona* J. de C. SOWERBY non MÜNSTER), espèce bien connue de Barton et des Sables de Wemmel, mais on connaît des opercules calcaires à cône réticulé dans le London Clay et dans les sables latorfiens du Nord de la Belgique associés à des tubes variés si différents de ceux de *S. mellevillei* qu'ils suggèrent la présence d'au moins quatre espèces distinctes. Les opercules de ce type général, associés à des tubes heptangulaires, semblent présenter des caractères *génériques*, si bien qu'il faut étudier attentivement les tubes pour distinguer les espèces. Cette conclusion est renforcée par la présence d'opercules de ce genre dans les Sables de Cuise à Hérouval et Liancourt-Saint-Pierre (Oise) ; Sapiécourt (Marne) et Barisis-au-Bois (Aisne). Les opercules de Barisis ont été bien figurés par

W. Schmitt [1927, pl. 10, fig. 1-5], mais la figure des tubes associés [fig. 10] est assez pauvre. J'ai examiné, dans la collection Morellet, des échantillons d'opercules et de tubes de *Barris* provenant de la collection G. F. Dollfus et trouvé que les tubes présentent les caractères distinctifs d'une espèce du sommet du London Clay que j'espère décrire par la suite dans une note sur les Serpulidés de l'Éocène d'Angleterre. Avant de conclure définitivement au sujet des opercules lutétiens, il faut attendre la découverte des tubes correspondants et, puisque presque tous ces opercules ont été trouvés dans un faciès transgressif, on doit envisager comme possible qu'ils soient remaniés et proviennent, en réalité, de la partie supérieure des Sables de Cuise. Chez de nombreuses espèces vivantes de Serpulidés, les tubes sont polymorphes et cela pourrait suggérer que les différences constatées dans les tubes sont de simples variations d'une espèce d'un vaste habitat et d'une grande longévité, mais ces tubes variés associés aux opercules réticulés ne se rencontrent pas ensemble et apparaissent successivement dans des couches d'âges différents, si bien que la reconnaissance de plusieurs espèces semble être la solution la plus vraisemblable.

4. *Serpula* Sp. 2.

(Fig. 5 a, b.)

Un opercule bartonien, qui semble confiné dans les Sables moyens, est représenté fig. 5 a, b. Le pédoncule bifide est légèrement excentrique au cône et au disque. Les rayons du disque et leurs côtes intercalaires se continuent sur la totalité du cône, sans la ramification ni la réticulation signalées chez l'espèce précédente. Parfois un petit disque secondaire se voit au centre (fig. 5 b).

Localités : Barisseuse, Chavençon, le Fayel, Nanteuil-le-Haudoin et Ver (Oise) ; Caumont, Courcelles, Étrepilly et Reuil-en-Brie (S.-et-M.) ; Ezanville, le Guépelle, Auvers, Mériel et le Mesnil-Aubry (S.-et-O.) ; Bézu-le-Guéry, Chéry-Chartreuve (Bois de Dôle et Bois du Cochelet), Dravegny et Montmarlet (Aisne). En Angleterre cette forme a été trouvée récemment dans les Upper Bracklesham Beds à *Nummulites variolarius* de Selsey.

Je ne propose pas de nom spécifique pour les opercules bartoniens que je viens de décrire, car de nouvelles recherches ou de nouveaux matériaux présentant ces opercules *in situ* dans des tubes pourront montrer qu'ils appartiennent à l'une ou l'autre des espèces de *Serpula* décrites par DeFrance [1827]. La perte de la collection DeFrance, du fait de la lamentable destruction de

Caen, donne une importance nouvelle à une série de Serpulidés éocènes du British Museum (Natural History) envoyés par DeFrance (avec étiquettes de sa main) à James Sowerby, car ils peuvent servir à interpréter les diagnoses originales. Ces espèces de DeFrance sont : *Serpula annulata*, *S. grignonensis*, *S. variabilis*, *S. variabilis* var. B, *S. fragilis*, *S. echinata*, *S. rustica*, *S. colligata*, *S. striata*, toutes de Grignon ; *S. aspera* et *S. extensa* DEFRANCE non SOLANDER, d'Hauteville.

BIBLIOGRAPHIE

- DEFRANCE, 1827. — Dict. Sciences naturelles, t. 48, art. Serpule (Foss.), p. 564-572.
- DESHAYES, 1825. — *Mém. Soc. Hist. nat. Paris*, t. 2 (Anat. et Monogr. du genre Dentale).
- MICHELIN, 1845. — Iconographie Zoophytologique.
- NYST, 1843. — Descript. Coquilles fossiles de Belgique, p. 634, pl. 44, fig. 42 a, a' (*Cyclolites trochoides*).
- NYST et LE HON, 1862. Descript... nouv. espèces des terrains éocènes... de Bruxelles (publication séparée).
- ROVERETO, 1904. — Stud. monog. Anellidi foss. Terz., (2), *Palaeontographica Italica*, vol. 10.
- SCHMITT W., 1927. — *Zeit. für Gescheibeforschung*, t. 3, p. 138, pl. 10.
- SOWERBY (J. de C.), 1844. — *Mineral Conchology*, vol. 7.

Cette note a été traduite de l'anglais par M. J. MORELLET, auquel j'adresse mes plus vifs remerciements. A. W.

REMARQUES SUR LA SIGNIFICATION CLIMATIQUE DES MOLLUSQUES MARINS FOSSILES

PAR A. Chavan¹.

Sommaire. — Il est souligné que les rameaux de Mollusques marins pourvus d'une signification climatique précise la gardent ordinairement au cours des âges. Trois exemples typiques sont développés, de rameaux connus dont la valeur climatique reste intacte, lorsqu'on a pris soin de les distinguer de types voisins thermiquement contrastants. C'est ainsi qu'*Astarte*, parfois donnée comme preuve de changement d'accommodation climatique, comprend plusieurs sous-genres, les uns boréaux, d'autres tropicaux, dont la confusion ne peut, sérieusement, être faite.

Plus une faune fossile est ancienne, moins elle a d'éléments comparables à ceux du monde vivant. En ce qui concerne les Mollusques marins, rares sont déjà les espèces reconnues jusqu'à l'Oligocène. Dans les terrains plus anciens, le nombre des genres actuels qui subsistent décroît rapidement si l'on remonte la série, si bien qu'au Crétacé supérieur, il ne représente déjà plus que le quart ou le cinquième de l'ensemble. Encore certains de ces genres ne restent-ils plus qualifiables d'« actuels » qu'au sens large, les formes mésozoïques ou même éocènes qu'on leur attribue n'étant pas toujours des ancêtres de leurs espèces vivantes.

Dans ces conditions, peut-on si souvent dire que tel genre climatiquement caractéristique a changé son accommodation thermique, parce que telle espèce fossile à lui rapportée se trouve en tout autre milieu que ses « descendants » vivants ? Sans parler des réserves que nécessite l'emploi des qualificatifs « froid », « tempéré », « tropical », qui font souvent bon marché des observations océanographiques et biologiques, il semble inadmissible de les utiliser pour des fossiles dont la parenté réelle avec des formes vivantes thermiquement caractérisées n'aurait pas été reconnue au préalable. De nombreuses observations montrent, en effet, qu'au sein d'un genre, même compris dans le sens le plus conforme à sa définition biologique, peuvent exister des espèces climatiquement contrastantes et que, seules, des formes fossiles en ascendance directe de représentants vivants peuvent à peu

1. Note présentée à la séance du 7 novembre 1949.

près sûrement garder la qualification de ceux-ci. C'est dire que le caractère climatique se transmet plus souvent à l'échelon sous-générique ou sectionnel qu'à celui du genre même.

La constatation n'est pas nouvelle, mais il paraît nécessaire de l'appuyer sur des exemples remarquables, montrant, au sein de genres connus, la coexistence de rameaux « chauds » et « froids » particulièrement en contraste¹. Il est en effet regrettable de voir trop d'excellents auteurs accepter, faute de temps pour effectuer tous contrôles, les assertions d'essayistes qui, confondant au besoin genres mêmes et familles, ont bouleversé des données d'expérience pour découvrir le caractère « tropical » de formations manifestement tempérées, d'après des assimilations génériques inexactes. Or, si beaucoup de rameaux ne peuvent servir d'indices climatiques très précis, ceux qui s'y prêtent gardent généralement leur valeur au cours des âges avec une constance remarquable. Aussi ne faut-il pas plus s'attendre à trouver des représentants fossiles de *Conus* ou de *Marginella* en association froide que des *Lyonsia* ou *Cyprina* parmi des formes équatoriales, ou bien — l'expérience l'a toujours montré — les fossiles en cause dépendent en fait d'autres groupes, confondus avec ceux dont on se réclamait.

Ceci suppose qu'on puisse affirmer la parenté directe avec les formes actuelles caractéristiques des fossiles dont on cherche la signification climatique. L'état présent de nos connaissances permet bien plus souvent et plus sûrement qu'autrefois de le faire. Mais on devra toujours exiger d'un auteur une démonstration suffisamment convaincante des filiations qu'il fait intervenir, toute conclusion sur le comportement climatique d'un genre, sans la preuve qu'il s'agit bien du rameau caractéristique, ne pouvant qu'être tenue pour nulle.

A l'appui de ces réflexions, voici des exemples de distinctions utiles à faire pour éviter le renouvellement de regrettables confusions.

Astarte est habituellement qualifiée de *boréale*. On a pu donc s'étonner d'en trouver telles espèces sur la côte marocaine², à l'exclusion de telles autres³. C'est oublier que le rameau présent à si basse latitude (*A. sulcata* DA COSTA) n'a jamais été typiquement boréal. L'espèce-type est connue depuis longtemps aux

1. C'est le développement des remarques faites dans une étude récente, sous presse dans les *Comptes rendus de la session du 18^e Congrès Géologique International*, Londres, 1948.

2. Quand il s'agit d'« *A.* » *triangularis* (MRO.), c'est une *Goodallia*, représentant d'un genre absolument distinct à tous égards.

3. Lesquelles appartiennent précisément au véritable rameau boréal, *Nicania*.

Canaries et les fossiles du même groupe (*Astarte* trapézoïdales, à grosses côtes régulières anguleuses, écartées¹) paraissent avoir vécu dans des formations tempérées (comme *A. Kickxi* NYST, du Rupélien belge), sinon chaudes (peut-être dès l'Oxfordien des Ardennes, avec *A. nummus* SAUV. et même l'Hettangien, avec *A. crassicrenata* COSSM.). *A. sulcata* étant le type d'*Astarte*, ce genre au sens strict (sous-genre du génotype) ne semble donc guère utilisable comme repère climatique. Voyons maintenant ses autres rameaux.

Un groupe méconnu, celui d'*A. castanea* SAY, apparaît aussi plutôt méridional, et peut-être mieux localisé. L'espèce précitée vit du Maine au cap Hatteras, une autre, miocène en ascendance directe évidente, *arata* CONR., s'étendait en Virginie, en Caroline tandis que *fusca* POLI est méditerranéenne et qu'*Omalii* LAJONK. abonde dans le Pliocène de Belgique. Je nomme ce groupe : sous-genre *Isocrassina*, type *A. castanea* SAY² nov. subg. d'*Astarte*, réunissant des espèces constamment séparables des autres par la forme trigone peu inéquilatérale, la sculpture de faibles et larges côtes arrondies, la lunule très excavée, dont le bord se fond avec AII. Il ne semble pas y avoir d'*Isocrassina* franchement boréales ou tropicales ; ce rameau serait donc à localisation tempérée.

Un troisième sous-genre, *Ashtarotha* (type : *A. undulata* SAY), très distinct par le côté postérieur cunéiforme, les crochets pointus, des détails de charnière, s'étend largement dans le Néogène atlantique nord-américain, comme *Isocrassina*, et de Floride : il n'est donc pas davantage boréal. Les *Astarte* du Paléocène britannique (*tenera* SOW., du Thanétien ; *subrugata* WOOD, du London Clay) apparaissent trapézoïdales transverses, très inéquilatérales, ainsi très comparables à l'*A. porrecta* du Néocomien russe et, à un degré moindre, à l'*A. Basteroti* du Crag. Elles ne peuvent actuellement être placées sans réserves dans un groupe, mais il s'agit vraisemblablement d'une expansion latérale de celui d'*Astarte sensu stricto*, dont on a vu le caractère de large accommodation. La présence d'*A. tenera* dans le Thanétien, où les influences boréales sont irrécusablement démontrées par des Mollusques autrement plus typiques³, ne s'oppose donc pas à celle d'une forme sans doute alliée, *subrugata*, dans le London Clay sensiblement plus chaud, où les vrais indices boréaux dis-

1. Remarquablement convergentes d'aspect avec les *Astartemya* créatées comme « *Astarte* » *similis* MUNSTER, « *Gouldia* » *trigonoides* STOL., mais celles-ci ont le ligament inframarginal des *Crassatellidae*.

2. TH. SAY, American conchology, p. (2), pl. I, New-Harmony, Indiana, 1830.

3. B. S. G. F. (5), XVI, 1946, p. 207-210.

paraissent. La contradiction qu'on a cherchée n'existe pas puisque le groupe en cause s'accommode actuellement de latitudes aussi basses que la côte marocaine, aussi hautes que les mers nordiques. Il n'a donc pas sensiblement changé son habitat, contrairement à une opinion répandue¹.

Nous n'avons vu jusqu'ici que des *Astarte* tempérées, méditerranéennes, ou indifférentes. Le genre étant donné comme « boréal caractéristique », c'est donc bien par confusion avec les sous-genres suivants, ceux-ci réellement boréaux. C'est d'abord *Tridonta* (type : *A. borealis* CHEMN.) caractérisé par une forme trapézoïdale comprimée, des côtes obsolètes, un bord interne lisse, une petite dent 6b : généralement circumpolaire, *Tridonta* descend sur les côtes japonaises (*borealis*) et aussi anglaises (*elliptica*), mais reste ainsi tout autrement localisé qu'*Astarte* s. s., *Isocrassina* ou *Ashtarotha*. C'est ensuite *Nicania* (type : *A. Banksi* LEACH), de petite taille, elliptique ou trigone-transverse, à fortes côtes contiguës, bord lisse, longue lunule, dents saillantes, lamelles écartées ; ce sous-genre, très caractéristique des mers froides (*banksi*, *fabula*, *soror*, actuelles ; *laurentiana* fossile au Canada), doit hériter de la réputation boréale d'*Astarte* que *Tridonta* mérite aussi largement.

Les sous-genres *Gonilia* et *Rictocyma*, très spéciaux par leur sculpture non parallèle au bord, terminent ce rapide examen des *Astarte* vivantes et tertiaires, quelques espèces pouvant ultérieurement nécessiter d'autres coupures, actuellement prématurées.

Or, aucune des *Astarte* dont M. R. Abrard² note la présence dans des formations mésozoïques tropicales n'appartient à l'un de ces rameaux. Les conclusions qu'il en déduit sur le changement de répartition des *Astarte*, « méditerranéennes et tempérées pendant le Jurassique et le Crétacé », le genre « réfugié dans les régions boréales et arctiques » actuellement, ne peuvent donc être maintenues. Notons d'abord, en effet, que notre confrère conserve le qualificatif d'*Astarte* à des coquilles très diverses, les unes dépendant de sous-genres effectivement subrécifaux, comme *Neocrassina*, mais éteints, parfaitement distincts, et sans liaison visible avec les formes boréales actuelles ; les autres référables à des genres différents, comme *Eriphyla* et même *Astartemya* (« *Astarte* » *similis*) à ligament inframarginal de Crassatellidé. D'autre part, la connaissance encore très impar-

1. *Proc. Malac. Soc. London*, vol. 27, pt. 6, 1949, p. 231-232 (référence sans doute la plus récente).

2. *C. R. Soc. Biogéographie*, Paris, 1941, 18. p. 37-41.

faite des Mollusques albiens, surtout de leurs charnières, ne permet guère d'affirmer qu'il y ait eu « régression » du genre *Astarte* durant l'étage, puisque aussi bien les espèces citées par M. R. Abrard, de terrains plus anciens dépendent de plusieurs groupes distincts.

La présence des genres « indopacifiques » qu'on avait cru retrouver dans le Thanétien étant, pour la plupart, infirmée, *Astarte* ne se trouve pas en milieu tropical dans cet étage. Il n'est donc plus possible de dire que le genre s'est réfugié dans les régions froides à partir du Nummulitique, puisque les formes antérieures restent indifférentes ou dépendent d'autres groupes ; mais même au temps où l'on croyait le Thanétien tropical, l'on connaissait déjà depuis longtemps l'existence d'*Astarte* post-nummulitiques en Floride, au Néogène, et du génotype actuel au Maroc, ne régressant pas dans la partie méridionale de son habitat, comme l'a souligné R. Dollfus à la suite de la note précitée de M. R. Abrard.

On ne peut donc envisager un changement d'accommodation climatique du genre au cours des âges qu'en y faisant rentrer une foule de rameaux différemment significatifs. Les uns ne correspondent pas à de vraies *Astarte* ; les autres, associables au point de vue taxonomique, doivent climatiquement rester séparés. Devoir conclure (Abrard, *op. cit.*) que le genre est *parfaitement* caractérisé comme *surtout* arctique et boréal fait ressortir une réticence, disparaissant si l'on renonce à grouper des éléments dissemblables. Mieux vaut dire qu'il existe plusieurs rameaux d'*Astarte*, les uns boréaux, d'autres tempérés, ou indifférents ; certains méditerranéens, sans liaison certaine encore dans le temps ; rameaux ayant évolué chacun dans son milieu propre.

Venericardia confirme et développe ces remarques. Rien n'est plus proche, en apparence au moins, du s.-g. *Cardites* auquel on réfère de nombreux fossiles éocènes comme *V. sulcata* Sol., oligocènes comme *V. Laurae* BRGR., que *Cyclocardia*, paraissant débiter vers ces périodes. Mais si ces groupes coexistent localement, les *Cyclocardia* ont une accommodation bien plus vaste, ici circumpolaires, là tropicales, tandis que *Venericardia* (*Cardites*) ne quitte guère ce dernier domaine. De plus, *Cyclocardia* est un rameau américain, *Venericardia* indopacifique. Il est significatif de noter, dans les régions où des influences de ces deux origines ont convergé, comme le Bassin franco-belge au Tertiaire ancien, que *Venericardia* accompagne les venues mésogéennes et diffuse en Amérique (plusieurs sous-genres) tandis que *Cyclocardia* ne

donne en Europe occidentale que de rares représentants, mais se développera largement sur les côtes américaines, E comme W. Ici, la différence d'habitat résulte d'une différence d'origine manifeste : il ne semble pas qu'à telle ou telle période du Tertiaire, *Venericardia* ait cessé, du point de vue climatique, d'être au moins méditerranéenne, ou que *Cyclocardia* n'est pas signifié la venue d'éléments américains, par le N, seule route facile, donc en Europe, une influence boréale. Un s.-g. de *Cyclocardia*, *Architecturella*, est par contre indopacifique, accompagnant *Cardites*, avec la même indication climatique. Je l'ai décrit fossile; mais une espèce actuelle de Tasmanie, *Venericardia bimaculata* DESH., m'apparaît aussi s'y rapporter, confirmant et la signification thermique des espèces fossiles, et la survivance en Australie de nombreux groupes subtropicaux de l'Éocène d'Europe; ceux-ci ont donc émigré, plutôt que de s'adapter à un climat plus rude.

Parmi les Gastropodes, *Admete* est un Cancellaridé exceptionnel par son habitat boréal. Mais on lui subordonne souvent *Bonellitia* fossile, effectivement d'un type voisin, mais discernable. Or, *Bonellitia* représente un rameau méditerranéen, à la différence d'*Admete*.

On pourrait étendre ces remarques. La conclusion resterait la même, à savoir qu'un *rameau phyletique* — unité correspondant plus souvent à un sous-genre ou une section qu'à un genre, — peut avoir une accommodation thermique plus ou moins large; mais que si celle-ci est caractéristique, à telle période de référence¹, elle le demeure au cours des âges; n'admettant pas en tout cas d'habitat franchement opposé. Il importe donc beaucoup de vérifier soigneusement l'attribution générique et même sectionnelle des espèces qu'on examine, avant d'émettre une conclusion sur le milieu où lesdites ont vécu.

1. L'actuelle pour les rameaux encore vivants, une période de caractère sûr et tranché pour les autres.

SUR QUELQUES GENRES DE STROMATOPORES DÉVONIENS ET LEUR MICROSTRUCTURE

PAR **D. Le Maître**¹.

PLANCHES XVI, XVII, XVIII.

Sommaire. — L'auteur discute les caractères et la phylogénie de plusieurs genres de *Stromatoporoides* d'Amérique du Nord : *Stictostroma*, *Anostylostroma*, *Trupetostroma*, *Actinodictyon* et de quelques espèces d'Europe et d'Afrique du Nord qui s'y rapportent. Parmi celles-ci, il y a trois espèces nouvelles dont ce travail contient la description accompagnée d'une figuration donnant leur structure en lames minces.

La microstructure du squelette des Stromatopores paléozoïques est, en général, moins bien conservée que celle des Stromatopores du Secondaire. Toutefois l'examen de nombreuses lames minces fait par divers auteurs a permis d'y relever les types de structure suivants :

- 1) Structure à fibre compacte.
- 2) Structure à fibre granuleuse, poreuse ou vacuolaire.
- 3) Structure à fibre réticulée.

Étudiant des Stromatopores dévoniens de l'Amérique du Nord, Parks se trouva en présence de formes aberrantes dont les marges de variations dans la microstructure ne permettaient pas de les faire entrer dans les genres classiques connus. Se basant sur cette microstructure nouvelle, ou du moins peu connue, il précisa les caractères de genres anciens, définit quelques nouveaux genres et tenta d'en établir la phylogénie [1].

Au cours de mes études sur les Stromatopores dévoniens, j'ai rencontré des structures semblables à celles signalées par Parks, dans des colonies provenant, d'une part de l'W de la France, d'autre part d'Afrique du Nord. Il m'a dès lors paru utile d'exposer les caractères de quelques-uns des genres créés par Parks, de signaler les genres et espèces qui se rencontrent de part et d'autre de l'Atlantique, à un même niveau stratigraphique et d'y adjoindre la description et figuration d'espèces pro-

1. Note présentée à la séance du 7 novembre 1949.

venant de calcaires dévoniens de France et d'Afrique du Nord¹.

I. — PHYLOGÉNIE DE QUELQUES GENRES.

On sait que le squelette du genre *Clathrodictyon* NICH. qui apparaît et atteint son apogée au Silurien, se compose en gros : de lamelles horizontales droites ou ondulées, continues, ce sont les *laminae* et d'éléments verticaux, courts, limités à un espace interlaminaire, ce sont les *piliers*, qui recoupent les laminae. Ces piliers peuvent être dus à des inflexions des laminae qui se replient pour les former (caractère primitif) par exemple chez *C. vesiculosum* NICH. (pl.-texte, fig. 1), ou bien ils sont droits, distincts, indépendants des laminae (caractère évolutif) comme chez *C. regulae* NICH. (pl.-texte, fig. 2).

Au cours du Silurien et du Dévonien ce genre aurait évolué suivant deux lignées :

1) *C. vesiculosum* NICH. du Silurien supérieur, à laminae très sinueuses, à microstructure dense (fibre compacte) se maintient avec tous ses caractères durant le Silurien mais donnerait naissance, dans le Dévonien, au genre *Stictostroma* PARKS et même au genre *Stromatoporella* NICH., notamment par l'acquisition d'une microstructure perforée ou celluleuse, ou vacuolaire.

2) *C. regulare* NICH., espèce silurienne, se maintient dans le Dévonien ; mais de ce type diverge, dès le Silurien, *C. striatellum* D'ORB., chez lequel les têtes de piliers commencent à se diviser avant d'atteindre la lamina supérieure (pl.-texte, fig. 3). Ce caractère : division des extrémités des piliers, nettement marqué chez *C. substriatellum* NICH. (pl.-texte, fig. 4) et *C. laxum* NICH., espèces dévoniennes, s'accroît et donne lieu à la création des genres *Anostylostroma* PARKS, voire *Trupetostroma* PARKS et conduit peut-être au genre *Parallelopora* NICH.

De même le genre *Actinodictyon* PARKS serait issu du genre *Clathrodictyon*. Il semble toutefois que l'auteur de ce genre soit assez embarrassé pour aboutir à cette dernière conclusion.

Telle serait l'origine des genres créés par Parks.

II. — CARACTÈRES GÉNÉRIQUES ET DESCRIPTIONS D'ESPÈCES.

Pour ces caractères et descriptions, je joins aux données de Parks les observations que j'ai faites sur le matériel recueilli par moi-même en France et en Afrique du Nord.

1. Au cours de ce travail, je m'abstiendrai de discuter le bien fondé de certains caractères génériques relevés par Parks et qu'il a mis en évidence par des photographies de dessins *très retouchés*.

PLANCHE-TEXTE

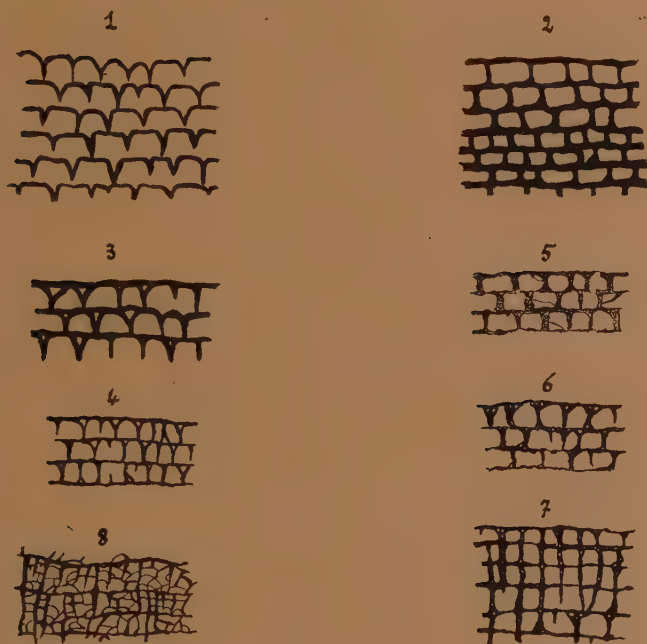


FIG. 1. — Coupe verticale schématisée de *Clathrodictyon vesiculosum* NICH. Les piliers sont dus aux inflexions des laminae.

FIG. 2. — Coupe verticale schématisée de *Clathrodictyon regulare* NICH. Les piliers sont indépendants des laminae.

FIG. 3. — Coupe verticale schématisée de *Clathrodictyon striatellum* NICH. Les têtes de piliers se divisent avant d'atteindre la lamina supérieure.

FIG. 4. — Coupe verticale schématisée de *Clathrodictyon substriatellum* NICH. Les extrémités des piliers se divisent.

FIG. 5. — Coupe verticale schématisée de *Stictostroma mamillatum* NICH. La microstructure est du type poreux ou vacuolaire.

FIG. 6. — Coupe verticale schématisée du genre *Anostylostroma* PARKS. La division des piliers détermine la formation de petites cavités.

FIG. 7. — Coupe verticale schématisée du genre *Trupetostroma* PARKS. La microstructure des piliers est du type poreux ou vacuolaire.

FIG. 8. — Coupe verticale schématisée du genre *Actinodictyon* PARKS. Les piliers sont longs mais irréguliers. Entre les piliers et les laminae, présence d'un tissu irrégulier, vésiculaire.

A. Genre *Clathrodictyon* NICH. et MURIE.*Clathrodictyon laxum columnare* PARKS.

Pl. XVI, fig. 1 et 2.

1936. — *Clathrodictyon laxum columnare* PARKS. [4, p. 16, pl. IX, fig. 5 et 6].

DIAGNOSE. *Aspect extérieur.* — Coenosteum massif devant atteindre une grande taille. Les lames minces étudiées ont été prélevées dans un fragment de calcaire rosé mesurant, au minimum, 4 cm d'épaisseur, 7 cm de longueur et 6 cm de largeur. Les faces inférieure et supérieure ne sont pas conservées.

Caractères internes. Coupe verticale. — Les laminae flexueuses, ondulées, épaisses, soulevées autour de points répartis assez régulièrement, sont au nombre de 7 à 8 par 2 mm. Ces ondulations correspondent probablement à la présence de petits mamelons sur la face supérieure de la colonie. Les piliers, aussi épais que les laminae, sont courts, limités à un espace interlaminaire et se divisent très rarement au contact des laminae. On en compte 8 par 2 mm. Entre les laminae et planchers, il y a parfois de fins trabécules calcaires et aussi des cavités arrondies ou de forme irrégulière comme il en a été signalé par Yavorsky dans les genres *Gerronostroma* et *Clathrocoilona* [3].

Enfin de loin en loin, dans la coupe verticale, apparaissent des bandes horizontales à structure confuse (voir pl. XVI, fig. 1 en a et fig. 2, bandes grises).

Coupe tangentielle. — La coupe tangentielle a un aspect caractéristique. Aux ondulations des laminae vues en coupe verticale correspondent ici des anneaux bien définis dont les centres sont distants de 4 à 6 mm et dont le diamètre varie de 3 à 5 mm. Le tube central de ces anneaux correspond au centre du mamelon, peut-être à un centre astrorhizal mais la présence d'astrohizes n'a pu être définie. Entre ces anneaux se développent des bandes de tissu vermiculé à structure confuse (Pl. XVI, fig. 2 en a).

Microstructure. — Celle-ci n'apparaît pas nettement. Cependant, en quelques points, on distingue une structure du type vacuolaire aussi bien dans les piliers que dans les laminae.

RAPPORTS ET DIFFÉRENCES. — Les caractères de la colonie étudiée sont semblables à ceux donnés par Parks pour des colonies américaines de cette espèce qu'il a créée. Les petites différences qui pourraient être relevées entrent dans les variations que l'on observe souvent dans une même colonie. Mais la figuration donnée par cet auteur de *C. laxum columnare* est tout à fait insuffisante et ne permettrait pas, n'était la diagnose de cette espèce, d'y attribuer la colonie marocaine.

GISEMENTS : L'holotype provient de Marblehead, en Ohio (États-

Unis), et la colonie marocaine de Mechra ben Abbou, piton de la gare (Maroc).

NIVEAU STRATIGRAPHIQUE : Aux États-Unis : Columbus limestone, c'est-à-dire Coblencien supérieur et Eifélien inférieur. — Au Maroc : Eifélien.

B. Genre *Stictostroma* PARKS.

Pl.-texte, fig. 5.

Parks fait entrer dans ce genre tous les Stromatopores dont les caractères sont intermédiaires entre les genres *Clathrodictyon* et *Stromatoporella*.

Les caractères internes essentiels sont :

ou 1) laminae flexueuses donnant naissance, en se repliant, à des piliers irréguliers, creux et irrégulièrement distribués. Microstructure dense. Type *Stictostroma erienne* PARKS.

ou bien 2) piliers bien définis, indépendants des laminae et à microstructure poreuse ou vacuolaire. Type : *Stictostroma mamillatum* (NICH.) (pl.-texte, fig. 5).

En résumé, dans le genre *Stictostroma* on retrouve les caractères altérés et incomplets des genres *Clathrodictyon* et *Stromatoporella*. Il est dès lors facile d'entrevoir les marges de variation de ce genre et les difficultés de détermination.

Stictostroma erienne PARKS.

1934. *Clathrodictyon striatellum* NICH. Le Maitre [4, p. 187, pl. XI, fig. 8].

1936. *Stictostroma erienne* PARKS. [1, p. 81, pl. V, fig. 1-4].

Les caractères externes du coenosteum sont donnés par Parks. Il suffit de s'y référer.

Les laminae sont très flexueuses, les piliers qui en sont issus, irrégulièrement distribués, sont souvent incomplets.

La section tangentielle est caractéristique, qu'elle passe entre deux laminae (section des piliers creux) ou au niveau d'une laminae (ligne irrégulière, festonnée).

Je rapporte à cette espèce une colonie du bassin d'Ancenis [4] dont les caractères sont identiques à ceux donnés par Parks et semblable notamment aux fig. 3 et 4 de la pl. V de cet auteur.

GISEMENTS : L'holotype et les paratypes proviennent de Marblehead (Ohio). — En France : Chalonnès, carrière de la gare (Bassin d'Ancenis).

NIVEAU STRATIGRAPHIQUE : Aux États-Unis : dans le Columbus limestone c'est-à-dire d'après les travaux parus sur les équivalences stratigraphiques entre les États-Unis et l'Europe : Coblenzien supérieur et peut-être aussi Eifélien inférieur. — Même niveau dans le bassin d'Ancenis.

C. Genre *Anostylostroma* PARKS.

Pl.-texte, fig. 6.

Chez ce genre les laminae sont primitivement minces. Les piliers épais se divisent surtout à leurs extrémités en piliers secondaires et parfois en un réseau. Au contact des laminae, les piliers s'étendent sur celles-ci qui sont donc renforcées, épaissies en ces points. De plus, les piliers ont *tendance* à se superposer et paraissent continus comme dans le genre *Actinostroma*.

La microstructure est caractéristique : les divisions des piliers déterminent une ligne de petites cavités au contact de la lamina et, quand les divisions se multiplient, une structure vacuolaire. Si la coupe tangentielle passe au niveau d'une lamina, le tissu est grossièrement réticulé.

HOLOTYPE : *Anostylostroma hamiltonense* PARKS de Long Lake, Alpena, Michigan (États-Unis). Niveau : Hamilton formation.

Anostylostroma aperturatum LE MAITRE.

Planche XVIII, fig. 5.

1934. *Hermatostroma aperturatum* LE MAITRE [4, p. 201, pl. XVI, fig. 4, pl. XVII, fig. 1].

La description de cette espèce a été donnée antérieurement [4].

J'insiste sur les caractères suivants : La disposition du squelette est celle d'un Clathrodictyon car les piliers sont rarement superposés. Ceux-ci se divisent fréquemment à leurs deux extrémités. Parfois incomplets, ils sont reliés entre eux par des processus calcaires.

Les laminae sont primitivement minces ; par suite de la division des piliers, elles sont bordées de vésicules irrégulières. Quand la section tangentielle passe entre deux laminae, les sections des piliers apparaissent en petites masses irrégulières et poreuses ; une partie de la lame mince figurée [4, pl. XVI, fig. 4] montre les sections de piliers reliées entre elles, par de fines lamelles calcaires.

RAPPORTS ET DIFFÉRENCES. — Cette espèce se différencie nettement d'*A. hamiltonense* par la disposition des éléments squelettiques, l'écartement très grand des laminae, les piliers très épais, robustes, souvent divisés en leurs deux extrémités.

GISEMENT : Chaufefonds, carrière Saint-Charles (Bassin d'An-cenis).

NIVEAU STRATIGRAPHIQUE : Coblencien supérieur. Eifélien infé-rieur.

Anostylostroma sp.

1934. *Stromatoporella*? Le Maître [4, p. 193, pl. XIV, fig. 3].

N'ayant aucune donnée sur les caractères externes du coenos-teum d'une colonie engagée dans la roche et que j'avais rappor-tée avec doute, en 1934, au genre *Stromatoporella*, je m'abs-tiens de la nommer spécifiquement. Toutefois les caractères de la coupe verticale semblent être ceux d'une espèce nouvelle.

Les piliers parfois incomplets, limités à un espace interlaminaire sont rarement superposés. Ils se divisent plusieurs fois en piliers secondaires parallèles réguliers (voir moitié droite supérieure de la lame mince figurée) ou en réticulum (moitié droite inférieure de la même figure).

Cette division de piliers est plus avancée que chez *A. hamiltonense* de sorte que le tissu vacuolaire n'est pas seulement limité au voi-sinage des laminae et piliers mais a tendance à envahir les piliers eux-mêmes.

GISEMENT : Chaufefonds. Carrière de l'Orchère (Bassin d'An-cenis).

D. Genre *Trupetostroma* PARKS.

Pl.-texte, fig. 7.

C'est un stage avancé du genre *Anostylostroma* : les laminae perdent de leur importance tandis que les piliers dominant. Ceux-ci sont très longs, continus et le tissu vacuolaire se retrouve à la fois dans les piliers et les laminae secondaires discontinues, celles-ci étant dues à l'extension des piliers sur les laminae pri-maires.

Ainsi la disposition des éléments squelettiques est celle du genre *Actinostroma* mais la microstructure est poreuse, vacuo-laire.

GÉNOTYPE : *Trupetostroma warreni* PARKS du Dévonien moyen de la presqu'île Dolomite.

Trupetostroma macrostylum sp. nov.

Pl. XVII, fig. 1 à 3.

DIAGNOSE. *Aspect extérieur*. L'étude de cette espèce a été faite sur 5 fragments de colonies massives devant atteindre une grande

taille. L'un de ces fragments mesure 5 cm de long, 7 cm de large, la hauteur ou épaisseur étant de 3 cm environ.

La face supérieure des colonies n'est pas conservée.

Caractères internes. Coupe verticale. — Les piliers dominant; ils sont longs, épais et convergent en des points qui correspondent à des centres d'ondulations des laminae. On en compte 6 à 8 par 2 mm. L'aspect de la coupe verticale est donc celui d'un *Actinostroma*.

Les laminae, mal définies, sont onduleuses, tantôt minces, interrompues, tantôt aussi épaisses que les piliers. L'épaisseur plus grande et continue d'une laminae détermine, à intervalles assez régulièrement espacés, des bandes superposées. Celles-ci feraient croire à des stades successifs de croissance; il s'agit, en réalité, d'un dépôt de remplissage donc de pseudolatilaminae. Les ondulations des laminae correspondent peut-être à la présence de mamelons sur la face supérieure des colonies mais il ne m'a pas été possible de vérifier ce caractère.

Sur la coupe verticale de belles astrorhizes sont visibles. La fig. 1 de la planche XVII montre une ou un ensemble d'astrorhizes superposées à branches nombreuses, ramifiées, divisées par de fins processus calcaires, des tabulae. S'il s'agit d'astrorhizes superposées, leur disposition est bien différente de celle qu'on observe généralement. En effet, dans ce cas, on ne voit, en coupe verticale, qu'un tube central traversant plusieurs espaces interlaminaires sur 1 ou 2 cm de hauteur (Voir Dehorne [5, pl. XI, fig. 1 et p. 17, fig. 4]; Le Maître [6] et [2, pl. XVI, fig. 2; pl. III, fig. 4 et pl. IV, fig. 3]). S'il s'agit d'une seule astrorhize, celle-ci aurait des caractères inconnus jusqu'à présent: elle ne serait pas limitée à une seule lamina; le tube astrorhizal central serait long, subdivisé, les branches astrorhizales rayonnantes situées dans des plans différents, s'épanouiraient à la partie supérieure ayant l'aspect d'une gerbe. Les branches astrorhizales n'ont d'ailleurs pas toutes la même longueur, quelques-unes s'étendent davantage et vont se perdre dans le réseau squelettique.

Les astrorhizes sont très nombreuses dans cette espèce; toutes les coupes verticales montrent des sections, parfois courtes et de formes irrégulières, de fragments de branches astrorhizales. Elles n'apparaissent pas toujours avec netteté, car l'ondulation des laminae nuit à l'orientation de l'ensemble des lames minces de sorte qu'elles prennent un aspect plus désordonné (voir pl. XVII, fig. 2) mais on y retrouve les caractères donnés ci-dessus.

La coupe verticale montre aussi des sections arrondies ou ovales, dépourvues de tabulae, remplies de calcite, semblables à celles signalées notamment par Yavorsky [3] dans les genres *Gerronostroma* et *Clathrocailona*; on ignore encore la nature et le rôle de ces éléments.

Enfin, il semble qu'il y ait quelques tubes zoôïaux très courts (voir pl. XVII, fig. 1, partie supérieure à droite sur la coupe), mais assez mal définis. Parks n'a pas relevé leur présence dans le genre *Trupe-*

Stromatopora ; il n'est d'ailleurs pas impossible qu'il y en ait, Yavorsky les a déjà signalés dans des colonies d'Actinostromidés [3, p. 1405].

Coupe tangentielle. — Celle-ci a été étudiée en surface polie ; les astrorhizes sont nombreuses, à centres distants de 5 mm de sorte que les tubes astrorhizaux s'enchevêtrent. Le canal central de chaque astrorhizé est divisé en loges dont le nombre varie de 5 à 10 disposées en une rosette plus ou moins régulière. La division en loges du centre astrorhizal plaide en faveur de la superposition des astrorhizes.

Entre les astrorhizes, le tissu squelettique apparaît grossièrement réticulé.

Microstructure. — Il est des lames minces où la microstructure apparaît nettement (voir pl. XVII, fig. 3) et dans ce cas, piliers et laminae (quand celles-ci sont suffisamment épaisses) ont une structure vacuolaire. D'autres lames montrent de rares vésicules disséminées dans un tissu à fond jaune clair sur lequel se détachent des granules noirs. Enfin il arrive que les piliers ne laissent voir aucune structure. Parks a noté ces variations dues à l'état de conservation et les dessins très retouchés publiés par Parks s'éloignent de la disposition vraie.

RAPPORTS ET DIFFÉRENCES. — Les laminae étant mal définies contribuent parfois à donner à l'ensemble des éléments squelettiques l'aspect du genre *Stromatopora*. Mais étant donné la microstructure des colonies étudiées, il ne peut être question de les rapporter à ce genre.

Certains caractères rappellent *Trupetostroma iowense* PARKS, mais chez cette espèce américaine la présence d'astrorhizes est douteuse et, ainsi que je l'ai déjà dit plus haut, les photographies des dessins donnés par cet auteur ne permettent pas de conclure à l'identité de ces deux espèces. D'ailleurs, les colonies marocaines ont des caractères assez tranchés pour en faire une espèce nouvelle qui peut se définir comme suit :

Coenosteum massif. Laminae d'épaisseur variable, ondulées, souvent mal définies. Piliers longs, épais et parfois convergents. Astrorhizes nombreuses, superposées, à canaux radiaires étendus et pourvus de tabulae. Présence de tubes zoïdaux. Microstructure du type vacuolaire.

GISEMENT DU TYPE : Mechra ben Abbou (rive gauche de l'Oum er Rbia) Maroc.

NIVEAU STRATIGRAPHIQUE : Eifélien.

E. Genre *Actinodictyon* PARKS.

Pl.-texte, fig. 8.

Ce genre qui présente des affinités avec le genre *Labechia* est caractérisé par :

1° des piliers longs et irréguliers, 2° laminae flexueuses, infléchies donnant parfois naissance aux piliers, 3° entre les laminae et piliers continus, les irrégularités dues, d'après PARKS, aux inflexions des laminae et à la discontinuité d'autres piliers, déterminent un tissu vésiculaire ou irrégulier très caractéristique, 4° la microstructure est du type poreux.

Actinodictyon parvum LE MAITRE.

Planche XVIII, fig. 3 et 4.

1934. *Labechia parva* LE MAITRE, [4, p. 490 pl. XIII, fig. 3].

1936. *Actinodictyon vagans* PARKS. [1, p. 143, pl. XVII, fig. 4-7].

En 1934, j'avais décrit et figuré sous le nom de *Labechia parva* des colonies engagées dans la roche et qui présentaient des affinités avec ce genre. Après la publication du travail de Parks en 1936, j'ai examiné à nouveau ces colonies et j'ai constaté qu'elles entraient dans le genre *Actinodictyon* et qu'elles étaient identiques à celles décrites comme *A. vagans* PARKS. Les colonies du bassin d'Ancenis, tout comme celles figurées par Parks, présentent non seulement les mêmes caractères mais aussi les mêmes variations dans la disposition des éléments squelettiques.

Cette espèce n'est pas rare dans les calcaires dévoniens de l'W de la France où elle se présente en lames peu épaisses vivant au milieu d'autres colonies de *Stromatopores*.

GISEMENTS : Aux États-Unis : Ile de Kelley et Marblehead (Ohio). — En France : Chaudefonds, carrière Saint-Charles (Bassin d'Ancenis).

NIVEAU STRATIGRAPHIQUE : en France : Coblencien supérieur, Eifélien inférieur. Même niveau aux États-Unis (Columbus limestone).

F. Genre *Syringostroma* NICHOLSON.

Ce genre est intermédiaire entre les genres *Actinostroma* et *Stromatopora*. Les piliers sont longs, épais comme chez *Actinostroma*, les laminae sont habituellement plus minces que les premiers et la microstructure est du type réticulé.

Syringostroma ristigouchense SPENCER var.

1909. *Syringostroma ristigouchense* SPENCER, in Parks [7, p. 10, pl. XVI, fig. 3 à 5].

1934. *Stromatoporella* cf. *laminata* NICH. Le Maître [1, p. 191, pl. XIII, fig. 4 et 5].

En 1934, j'ai décrit sous le nom de *Stromatoporella* cf. *laminata*, une colonie engagée dans la roche et qui présentait les

caractères suivants : 1) laminae et piliers distincts, les premières étant tantôt minces, tantôt épaissies, parfois discontinues. Les piliers, pas très longs, parfois confluent et épais (0,2 mm de diamètre); 2) tubes zooïdaux peu nombreux, assez mal définis et divisés par de rares tabulae; 3) astrorhizes présentes; 4) microstructure du type réticulé.

Mais un nouvel examen de cette colonie me la fait rapporter au genre *Syringostroma*, lequel présente d'ailleurs des variations assez grandes.

RAPPORTS ET DIFFÉRENCES. — Autant que j'en puisse juger par la description et figuration de cette espèce donnée par Parks, la colonie armoricaine présente les mêmes caractères que *S. ristigouchense* [7], toutefois les piliers sont plus épais et les latilaminae n'existent pas.

S. aff. ristigouchense RIPPER [8] s'en différencie par ses laminae très fines et irrégulièrement réparties.

GISEMENTS: Le type provient de Dalhousie, Cap Bon Ami, New Brunswick et *S. ristigouchense* var. de Chalonnès, carrière de la gare (Bassin d'Ancenis).

NIVEAU STRATIGRAPHIQUE: Le type: Gédinnien. — La variété: Coblencien supérieur, Eifélien inférieur.

G. Genre *Stromatopora* GOLDFUSS emend. NICHOLSON.

Stromatopora ischyrum sp. nov.

Pl. XVIII, fig. 1 et 2.

DIAGNOSE. *Aspect extérieur.* — Colonie noduleuse, hémisphérique, à surface supérieure couverte de petits mamelons arrondis, surbaissés, dont les sommets sont situés à 7 mm environ les uns des autres. Le diamètre transversal de la colonie atteint 5 cm et la hauteur 4 cm. La face inférieure étant mal conservée, je ne puis en donner les caractères.

Caractères internes. Coupe verticale. — Les piliers et laminae ont sensiblement la même épaisseur. Les piliers sont parfois discontinus, limités à un espace interlaminaire, jamais très longs, pouvant traverser 5 à 7 espaces interlaminaires. On en compte 5 à 6 par 2 mm.

Les laminae, au nombre de 7 par 2 mm, sont disposés en lignes concentriques régulières correspondant à la forme générale du coenosteum. Quoique discontinues, elles sont très bien marquées comme dans le genre *Stromatoporella* mais la microstructure est du type réticulé.

Nous sommes donc en présence d'une colonie dont les caractères sont intermédiaires entre les genres *Stromatopora* et *Stromatoporella*.

Entre les piliers et laminae se trouvent des tubes courts, irréguliers, non limités à un espace interlaminaire et à tabulae très rares. S'agit-il de tubes zooïdaux? Sont-ce des sections de tubes astrorhizaux? N'ayant qu'une colonie, je n'ai pu multiplier les lames minces qui eussent été nécessaires pour élucider ce problème mais je pense que quelques-uns d'entre eux sont bien des tubes zooïdaux.

Il n'y a pas de latilaminae.

Coupe tangentielle. — Les sections des piliers et lamelles forment un tissu irrégulier, dense, à aspect tantôt vésiculeux, tantôt granuleux. Les astrorhizes sont très développées, à centre formé de plusieurs pores et à canaux astrorhizaux bifurqués à leurs extrémités.

Microstructure. — Piliers et laminae sont du type réticulé. A un fort grossissement, ce reticulum, fait de lignes noires qui s'entrecroisent laissant entre elles des pores arrondis, apparaît nettement quand la coupe est bien verticale. Ailleurs, et ceci est sans doute dû à l'obliquité partielle de la lame mince, la structure paraît granuleuse ou poreuse.

RAPPORTS ET DIFFÉRENCES. — *Stromatopora ischyrum* présente quelques affinités avec *Stromatopora beuthii* NICH., mais chez cette dernière espèce la surface extérieure n'est pas mamelonée et les astrorhizes sont absentes ou très imparfaitement développées.

L'espèce décrite ci-dessus a, ainsi que nous l'avons déjà dit, des caractères intermédiaires entre les genres *Stromatopora* et *Stromatoporella* mais le coenosteum est massif, non lamellaire, les éléments squelettiques sont moins anastomosés que chez *Stromatoporella* et la structure, dans son ensemble, appartient au type réticulé.

GISEMENT : Mechra ben Abbou (Maroc).

NIVEAU STRATIGRAPHIQUE : Eifélien.

CONCLUSIONS.

L'étude des genres et espèces de Stromatopores dévoniens exposés en cette note nous conduit aux conclusions suivantes :

I. — La détermination générique n'est pas exempte de difficultés et s'avère parfois délicate. Les Stromatopores étant des organismes à squelette simple, à évolution lente, les types intermédiaires entre genres connus ne sont pas rares. On peut parfois hésiter, notamment entre les genres *Clathrodictyon* et *Anostylostroma*, *Trupetostroma* et *Stromatopora*, *Stromatopora* et *Syringostroma*, *Actinodictyon* et *Labechia*, car les caractères des éléments squelettiques offrent une marge de variation assez grande.

D'autre part, la microstructure sur laquelle Parks avait fondé beaucoup d'espoirs se révèle elle-même souvent insuffisante pour résoudre le problème. Il faut donc avoir recours à un ensemble de caractères.

C'est ainsi que *Stromatopora ischyrum* aurait pu être attribué, eu égard à certains de ses caractères, au genre *Stromatoporella*; toutefois nous nous sommes déterminé en faveur du genre *Stromatopora* en raison des piliers bien définis et plus longs qu'ils ne le sont ordinairement dans le genre *Stromatoporella*; les éléments squelettiques sont donc moins enchevêtrés et la microstructure est, en général, du type réticulé.

Nous pourrions citer bien d'autres exemples qui donnent lieu à discussion; ceci nous conduit à penser que des études multipliées et en lames minces, des Stromatopores paléozoïques à structure bien conservée, apporteront des faits nouveaux qui préciseront les caractères des genres déjà établis et permettront l'établissement de genres nouveaux.

II. — Il est intéressant de constater que des genres et espèces identiques se retrouvent au même niveau stratigraphique et avec les mêmes caractères d'une part en Ohio et dans l'Ouest de la France : *Stictostroma eriense*, *Actinodictyon parvum*; d'autre part aux États-Unis et au Maroc : *Clathrodictyon laxum columnare*. De plus, des espèces similaires se retrouvent dans ces mêmes pays; c'est ainsi que *Syringostroma ristigouchense*, qui apparaît en Amérique du Nord au début du Dévonien se trouve avec des caractères tantôt accentués, tantôt atténués, non seulement dans l'Ouest de la France, mais aussi en Australie [8] au Coblencien supérieur et à l'Eifélien inférieur.

Cette liste d'espèces communes à ces divers pays vient s'ajouter à celle déjà connue d'autres organismes dévoniens, tels que Brachiopodes et Polypiers qui se retrouvent également de part et d'autre de l'Atlantique.

EXPLICATION DES PLANCHES

PLANCHE XVI.

FIG. 1. — *Clathrodictyon laxum columnare* PARKS.

Coupe verticale. En a : bandes à structure confuse; au haut de la figure, à droite, point de soulèvement des laminae et présence de cavités arrondies. Gross. : $\times 7$.

FIG. 2. — Coupe tangentielle de la même colonie.

On remarque les centres des anneaux et les bandes grises intercalées, à structure confuse (en a) Gross. : $\times 7$. — Localité : Mechra ben Abbou (Maroc). — Niveau : Eifélien.

PLANCHE XVII.

FIG. 1. — *Trupetostroma macrostylum* sp. nov.

Coupe verticale. En a : système astrorhizal en gerbe. On remarque les laminae ondulées et dans la partie supérieure de la figure, à gauche, les cavités arrondies ou ovalaires. La partie supérieure gauche de la figure porte des tubes zoïdaux. Gross. : $\times 3$. — Localité : Mechra ben Abbou (Maroc). — Niveau : Eifélien.

FIG. 2. — Coupe verticale grossie d'un autre fragment de colonie.

Le centre de la figure porte un système astrorhizal. Gross. : $\times 8$. — Même localité, même niveau.

FIG. 3. — Coupe verticale de la même colonie. La microstructure est visible. Gross. : $\times 8$. — Même localité, même niveau.

PLANCHE XVIII.

FIG. 1. — *Stromatopora ischyrum* sp. nov.

Coupe verticale. La microstructure réticulée est visible. Gross. : $\times 7$. — Localité : Mechra ben Abbou (Maroc). — Niveau : Eifélien.

FIG. 2. — Coupe tangentielle de la même colonie.

La partie supérieure droite de la figure montre un système astrorhizal. Gross. : $\times 7$.

FIG. 3. — *Actinodictyon parvum* LE MAITRE.

Coupe verticale. Gross. : $\times 5$. — Localité : Chaudefonds, Carrière Saint-Charles (Bassin d'Ancenis). — Niveau : Coblencien supérieur, Eifélien inférieur.

FIG. 4. — Coupe tangentielle d'une autre colonie.

Cette coupe forme une bande irrégulière entourée par une autre colonie de Stromatopore. Gross. : $\times 8$. — Même localité, même niveau.

FIG. 5. — *Anostylostroma aperturatum* LE MAITRE.

Coupe verticale. Les piliers sont divisés à leurs extrémités et sont souvent incomplets. Gross. : $\times 3$. — Localité : Chaudefonds, carrière Saint-Charles (Bassin d'Ancenis). Niveau : Coblencien supérieur, Eifélien inférieur.

BIBLIOGRAPHIE

1. PARKS. — Devonian Stromatoporoids of North America. Part. I. *Univ. Toronto stud. Geol. Ser.*, n° 39, 1936.
2. LE MAITRE. — Contribution à l'étude du Dévonien du Tafilalet. — II. Le récif coralligène de Ouilhalane. — *Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 67, 1947.
3. YAVORSKY. — Some devonian Stromatoporoids from the outskirts of the Kuznetsk Basin, the Ural and other localities. *Bull. Un. Geol. prosp. Serv. U. S. S. R.*, L, Fasc. 94, 1931.
4. LE MAITRE. — Études sur la faune des calcaires dévoniens du Bassin d'Ancenis. *Mém. Soc. géol. Nord*, t. XII, 1934.
5. DEHORNE. — Les Stromatoporoides des terrains secondaires. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, 1920.
6. LE MAITRE. — Description des Stromatoporoides de la zone d'Etroeungt. *Mém. Soc. géol. Fr.*, Nouv. sér., t. IX, fasc. 1, n° 20, 7 pl., 1933.
7. PARKS. — Silurian Stromatoporoids of America. *Univ. Toronto stud. Geol.*, ser. 6, 1909.
8. RIPPER. — The Stromatoporoids of the Lilydale limestone. Part. II. *Royal Soc. Victoria*, vol. XLIX, Pt. II (N. S.), 1937.

SUR LA PRÉSENCE DE LA MAGNÉTITE
DANS LE MINÉRAI OOLITHIQUE DE NUCICE
(TCHÉCOSLOVAQUIE)

PAR S. Caillère ET F. Kraut¹.

PLANCHE XIX.

Sommaire. — Comme à Hayange, dans le gisement oolithique de Nucice, le seul oxyde de fer cristallisé est la magnétite, contrairement aux autres accidents magnétiques de Lorraine où Fe^3O^4 est toujours accompagné par l'hématite et la goëthite.

Au cours de nos recherches consacrées aux formations de fer oolithique de Lorraine, nous avons eu l'occasion d'étudier les minerais magnétiques d'Ottanges², d'Hayange³, de Pienne⁴ et de Jarny⁵. Ces accidents étant relativement rares, il nous a paru intéressant d'entreprendre l'étude de quelques échantillons magnétiques donnés au Muséum par le professeur Slavik. Il s'agit de minerais provenant du gisement silurien de Nucice en Bohême centrale décrits au point de vue pétrographique par M. Slavik⁶.

En dehors de l'étude microscopique en plaque mince, nous avons utilisé l'examen en lumière réfléchie ainsi que l'analyse thermique différentielle et pondérale. Nous avons eu à notre disposition trois types d'échantillons : le minerai bleu, le minerai pisolithique et la « chamosite ».

I. — MINÉRAI BLEU.

1° Examen microscopique. — L'examen microscopique en plaque mince montre des oolithes pour la plupart déformées et sectionnées par la gangue. Elles sont principalement constituées par deux minéraux, la sidérose et la chlorite.

Le carbonate occupe les parties centrales où il se présente

1. Note présentée à la séance du 7 novembre 1949.

2. S. CAILLÈRE et F. KRAUT, *Bull. Soc. fr. Minér.*, t. 70, 1947, p. 22-33.

3. *Id.*, *Ibid.*, t. 70, 1947, p. 34-48.

4. *Id.*, *Ibid.*, t. 69, 1946, p. 85-98.

5. *Id.*, *CR. Ac. Sc.*, t. 222, 1946, p. 600-601.

6. F. SLAVIK et L. SALVIKOVÁ, *R. C. Ak. Prague*, 1917, p. 266-269.

tantôt en agrégats grenus tantôt en rhomboèdres allongés. Les interstices de ces cristaux sont tapissés par la chlorite qui forme aussi la zone corticale. Dans l'enveloppe plus ou moins large, apparaissent des anneaux concentriques de sidérose et des cristaux cubiques d'un minéral opaque que l'étude en lumière réfléchie permet d'identifier à la magnétite. Celle-ci se rencontre également dans le noyau (fig. 2, pl. XIX).

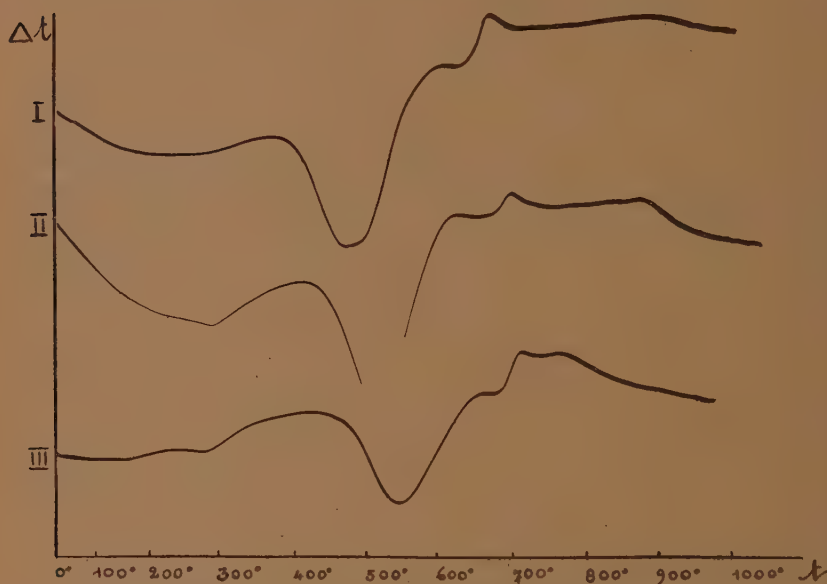


FIG. 1. — Courbes thermiques différentielles.

I : minéral bleu; II : minéral pisolithique; III : chamosite.

Le minéral bleu ne renferme pas d'éléments clastiques et les organismes sont représentés par quelques débris d'Algues (fig. 6, pl. XIX.)

La gangue carbonatée offre deux aspects : par endroits, elle est constituée de cristaux de sidérose englobés dans une masse ferrugineuse, ailleurs, d'un agrégat assez largement développé du même minéral. Dans l'un et l'autre cas, la magnétite y apparaît en cristaux isolés ou groupés (fig. 3, pl. XIX). On observe aussi dans les espaces interoolithiques quelques beaux cubes de pyrite (fig. 4, pl. XIX).

2° *Analyse thermique différentielle.* — La courbe (courbe I, fig. 1) débute par un faible crochet endothermique à 150° correspondant au départ de l'eau hygroscopique. A 270° un autre

phénomène indique une faible teneur en goéthite. A 450° un très grand crochet est provoqué par l'échappement du CO^2 de la sidérose et par le premier dégagement d'eau de la chlorite dont la présence est encore confirmée par deux inflexions à peine marquées vers 670° et 720°.

3° *Analyse thermique pondérale.* — Le diagramme (fig. 2) comporte un unique crochet débutant vers 300° et s'achevant vers 600°. Il traduit une perte de poids de 20 % qui englobe le CO^2 dégagé par la sidérose et l'eau libérée par la chlorite.

La courbe ne permet pas de préciser la proportion des deux minéraux. Nous la reproduisons néanmoins car elle caractérise en quelque sorte ce type de minéral. Nous verrons, en effet, plus loin, que les autres échantillons de ce gisement donnent des diagrammes analogues.

II. — MINÉRAI PISOLITHIQUE.

1° *Examen microscopique.* — L'échantillon possède une composition minéralogique et une structure voisines de celles du minéral bleu. En effet, les oolithes formées par la chlorite et la

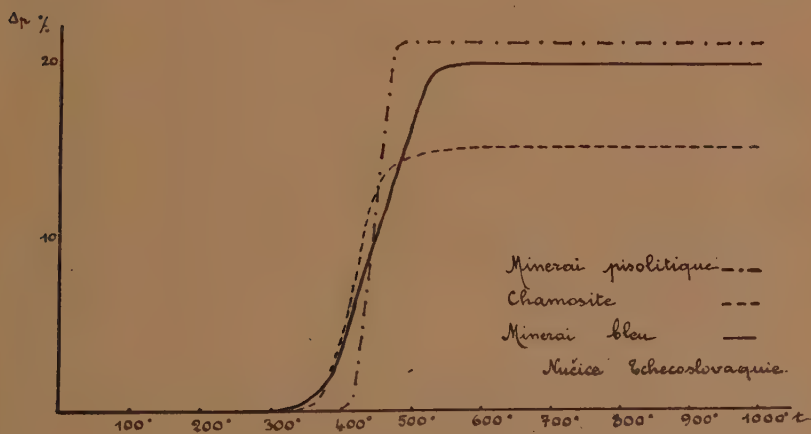


FIG. 2. — Courbes de pertes de poids.

sidérose sont serties dans une gangue carbonatée. Toutefois, le rôle des éléments opaques, magnétite et pyrite, est accessoire.

Ce minéral présente un phénomène de silicification très curieux. Il est parcouru par des filonnets de quartz qui recoupent les ovoïdes et se répandent dans leur zone corticale (fig. 2 et 7,

pl. XIX). Parfois dans la partie centrale des oolithes on observe des cristaux de sidérose englobés dans le quartz de néoformation. Enfin de minces anneaux concentriques de silice secondaire se dessinent dans l'enveloppe chloriteuse.

2° *Analyse thermique différentielle.* — La courbe thermique (courbe II, fig. 1) présente les mêmes inflexions que la précédente mais le crochet dû à la dissociation de la sidérose est beaucoup plus marqué.

3° *Analyse thermique pondérale.* — La courbe (fig. 2) de perte de poids comporte une seule inflexion qui débute à 400° et s'achève vers 475°. Elle traduit une diminution de poids d'environ 21 %. La ressemblance de ce diagramme avec celui du minerai bleu laisse présumer une similitude de composition.

III. — « CHAMOSITE ».

1° *Examen microscopique.* — Dans ce minerai, la chlorite et l'oxyde de fer sont les constituants principaux. La sidérose y joue un rôle beaucoup moins important.

En lumière transmise, les oolithes paraissent essentiellement opaques. Leur zone corticale montre une trame chloriteuse chargée de cristaux de magnétite. Elles renferment un noyau carbonaté ou un fragment de quartz élastique enrobé dans la sidérose ; plus rarement la partie centrale est chloriteuse. Exceptionnellement, l'ovoïde se développe autour d'un débris osseux phosphaté. Le carbonate constitue, en outre, des anneaux dans l'enveloppe ou un mince liséré autour d'elle.

Dans la gangue chloriteuse qui envahit souvent les oolithes décollées, apparaissent de nombreux cristaux de magnétite, soit isolés, soit groupés en plages compactes (fig. 1, pl. XIX). On observe également dans les espaces interoolithiques, la chalcoppyrite et quelques rhomboèdres de sidérose.

Un autre échantillon désigné également « chamosite » est cimenté par une masse carbonatée dans laquelle cristallisent la pyrite et le quartz secondaire. Celui-ci se présente en plages de forme et de taille comparables à celles du carbonate et on peut admettre que l'on a affaire à une silicification de la sidérose.

2° *Analyse thermique différentielle.* — La courbe thermique différentielle (courbe III, fig. 1) met en évidence une faible quantité de goëthite dont la déshydratation se situe vers 250°. La dissociation de la sidérose et le premier départ d'eau de la chlorite sont indiqués par un crochet large et bien développé vers 400°.

Une petite inflexion endothermique à 640° et un faible phénomène exothermique à 730° sont également imputables à la chlorite.

3° *Analyse thermique pondérale.* — Comme les courbes thermopondérales des minerais précédents, le diagramme obtenu avec la « chamosite » (fig. 2) comporte un seul accident traduisant à la fois les pertes de poids dues à la sidérose et à la chlorite, soit environ 15 % de la prise d'essai.

CONCLUSIONS.

Si l'on compare les minerais magnétiques du bassin lorrain avec les échantillons étudiés dans cette note, on constate une certaine analogie de composition entre le minerai d'Hayange et celui de Nucice. En effet, dans chacun de ces deux gisements le seul oxyde de fer est la magnétite alors qu'ailleurs ce minéral est accompagné par la goethite ou l'hématite et parfois par ces deux minéraux.

Un trait commun à tous est l'absence de quartz détritique, cependant, en général, très répandu dans les formations de fer oolithique.

Il faut souligner dans le minerai tchécoslovaque la présence de la silice secondaire que nous n'avons rencontrée dans aucun des gîtes de Lorraine.

EXPLICATION DE LA PLANCHE XIX

FIG. 1. — « Chamosite. »

Lumière naturelle transmise. Grossissement $\times 80$. Oolithe ferrugineuse à noyau calcaire. Cristaux de magnétite dans la gangue chloriteuse.

FIG. 2. — *Minerai bleu.*

Lumière naturelle. Grossissement $\times 80$. Cristaux de magnétite dans le noyau carbonaté.

FIG. 3. — *Minerai pisolitique.*

Entre nicols croisés. Grossissement $\times 80$. Filonnet de silice secondaire dans lequel on observe un cristal bien formé.

FIG. 4. — *Minerai bleu.*

Lumière naturelle réfléchi. Grossissement $\times 72$. Cristal cubique de pyrite dans la gangue carbonatée.

FIG. 5. — *Minerai bleu.*

Lumière naturelle réfléchi. Grossissement $\times 220$. Cristaux de magnétite dans les espaces interoolithiques.

FIG. 6. — *Minerai bleu.*

Lumière naturelle transmise. Grossissement $\times 80$. Débris d'Algué.

FIG. 7. — *Minerai pisolitique* Entre nicols croisés. Grossissement $\times 55$. Quartz secondaire en veinules dans la zone corticale d'une oolithe.

OBSERVATIONS SUR LES GALETS D'ARGILE DE LA MOLASSE DANS LA RÉGION LYONNAISE

PAR **C. Maillard**¹.

Sommaire. — L'auteur a pu reconnaître l'origine estuarienne des galets d'argile de la molasse vindobonienne lyonnaise, leur mode de façonnement et leur rapide disparition sous l'action marine.

I. Généralités. — Il est bien connu que les « balmes » classiques de Saint-Fons à *Terebratulina calathiscus* sont constituées par un grès à éléments fins, très micacé et plus ou moins bien consolidé par un ciment calcaire. Cette molasse vindobonienne très typique contient, dans toute la partie en falaise le long de la vallée du Rhône entre Saint-Fons et Serreszin, des quantités considérables de galets argileux. Ces galets, quelquefois classés à plat, un à un, sur une horizontale, sont le plus souvent disposés en amas figurant des lentilles plans convexes subhorizontales de dimensions assez variables (4 à 10 m de longueur, épaisseur au centre 0,50 à 3 m); ils se sont vraisemblablement déposés dans des ondulations du fond de la mer miocène. Ils sont de deux espèces :

A) Une forme plate, de beaucoup la plus fréquente.

B) Une forme beaucoup plus arrondie, pouvant aller jusqu'à la sphère presque parfaite, est aussi beaucoup moins fréquente. Elle ne se rencontre que très rarement dans la molasse sableuse mais surtout dans les formations caillouteuses (Les Pins près de Chuzelles, la Cressonnière à Saint-Fons) et dans toute la zone supérieure saumâtre à *Nassa Michaudi*. Les galets ronds sont très souvent ferruginisés et sous la carapace d'oxyde de fer extrêmement dure, on trouve la glaise moins cohérente et très souvent recouverte de magnifiques dendrites de manganèse.

Je ne m'occuperai dans cette note que de l'étude des galets plats. Ils sont de couleur claire, pouvant passer du grisâtre au vert de gris et du jaune paille au café au lait. Leur plus grande longueur se situe entre 5 mm et 15 cm. Leur indice d'aplatissement² est très élevé (de 1 à 12). Très souvent les galets jaunes

¹. Note présentée par J. BOURGART à la séance du 7 novembre 1949.

². Valeur $\frac{L + 1}{2 E}$ définie par A. CAILLEUX. *B. S. G. F.*, (5), XV, p. 375-404.

montrent à la cassure l'intérieur vert clair ou bleu ardoise et un aspect zoné concentrique dénotant une oxydation progressive des sels de fer après la formation et la mise en place du galet. Certains d'entre eux ont la forme concave d'une langue d'argile séchée au soleil¹. Leur dureté au moment du transport devait être déjà suffisante car on en trouve dans les formations à graviers où ils ne sont nullement déformés et se montrent à peine impressionnés par les cailloutis à angles assez vifs.

Nous avons essayé de comprendre divers problèmes posés par ces galets plats et, entre autres, leur mode de formation, de transport et leur disparition.

II. *Observations des galets en place.* — Les réponses à ces trois questions ont pu être données sur le terrain par l'observa-



FIG. 1.

- 1 : Cristallin apparent ou recouvert de glaciaire ; 2 : nombreux galets ;
3 : quelques galets ; 4 : pas de galets.

tion des couches de molasse formant le soubassement des collines viennoises.

Ces trois collines (séparées par les vallées de la Sévenne, de la Véga, de la Vésonne) sont de direction EW (colline S et col-

1. A. CAILLEUX et V. ROMANOVSKY. Sols polygonaux et fentes de dessiccation. *B. S. G. F.*, (5), VII, 1942, p. 321.

line N de Vienne) et SW-NE (colline intermédiaire). La colline intermédiaire constitue le prolongement du massif granito-gneissique du Pilat sur la rive gauche du Rhône. Toutes trois culminent vers 350 m aux abords de Vienne et s'abaissent vers 300 m après une douzaine de kilomètres pour se raccorder enfin vers 270 m à la plaine du Dauphiné.

Dominées par du glaciaire et parfois ravinées par lui, elles montrent la coupe suivante :

Glaciaire,
Pliocène fluviatile (par places),
Pontien, d'eau douce m⁴ b,
Couches saumâtres à *Nassa Michaudi* m⁴ a,
Miocène marin — molasse typique vindobonienne (tortonien non différencié) m³.

La molasse monte jusqu'à 250 m d'une façon assez régulière et forme le sol sableux et pauvre des petites vallées vers 200 m environ. Les formations molassiques sont observables assez facilement dans les talus ou le lit de ruisseaux profondément encaissés (béal Moirand, béal Servanay). Lorsqu'on part de Vienne par la route de Septème, on suit d'une façon très continue les affleurements de molasse le long de la route même. Ces couches, légèrement ondulées, sont cependant subhorizontales et on peut penser avec beaucoup de vraisemblance que les dépôts situés à une même altitude se sont formés à peu près à la même époque dans la mer vindobonienne.

Au Vindobonien (moyen ?) que nous observons seulement ici, c'est-à-dire au moment de la plus grande extension marine, la côte se situait près de Vienne.

Fontannes¹ écrit : « En sortant de Vienne par le chemin de Serpaize on ne tarde pas à voir la molasse reposant sur le gneiss. Dans le bas de véritables lits de lentilles argileuses alternent avec un sable grossier. » Depéret² rappelle que les contacts de la molasse avec le cristallin du Massif Central se situent à Lyon, Vienne, Saint-Vallier, Tain. Enfin, Doncieux³ affirme que l'on trouve des balanes en place sur le granite de l'ancienne côte à Pont-Évêque (près de Vienne).

Origine des galets. Vallée de la Véga. — Partons donc du

1. FONTANNES. Le vallon de la Fuly et les sables à buccins des environs d'Heyrieux. Lyon, 1872, p. 13.

2. M. DEPÉRET. Sur la classification et le parallélisme du système miocène. B. S. G. F., (3), XXI, 1893, p. 170-266.

3. L. DONCIEUX. Bull. Serv. Carte géol. Fr., t. XXI, n° 128, C. R. Coll. Campagne 1910, p. 72-77.

hameau des Guillemottes (près de Vienne) où se situe le contact gneiss-molasse, bien visible en coupe sous forme d'une falaise de 10-15 m, lieu dit « La Perrière » (Alt. 200 m).

La molasse est ici très sableuse. On rencontre les galets d'argile dès le contact. Ils se situent, comme à l'habitude, en loupes dans les ondulations du sable. Mais ils sont mélangés à des blocs d'argile très importants non encore façonnés, en forme de plaquettes à bords aigus, et de dimensions variables atteignant 30 cm de long, 10 à 15 cm d'épaisseur et 15 à 20 cm de largeur. Ils sont redressés, entassés et mélangés à des galets déjà façonnés.

Ces gros blocs sont probablement des dépôts d'estuaire (microfalaise d'un schorre). Ils sont lités en couches bleu gris ou jaune clair séparées par de très fines couches d'argile de couleurs différentes ou même de sable fin. Les couches ne dépassent pas 2 cm d'épaisseur, leur cli-vage facile doit donner naissance aux galets plats. Dans certains de ces fragments la couche supérieure est légèrement décollée et retournée (insolation avant arrachage par les vagues).

Ainsi nos galets dérivent de formations littorales à caractère de vases. Ces vases ont pu être soit arrachées par la marée après dessiccation partielle et commencement de fragmentation, car certains des galets qui en résultent ont une forme concave caractéristique, quelques-uns (rares) possèdent un pédoncule d'arrachement. Puis fragmentation par roulage au sein de l'eau par séparation des lits du morceau originel.

Répartition des galets. Si maintenant on suit la route de Septême en s'éloignant de l'ancien rivage (?) on pourra observer les affleurements sur 10 km presque ininterrompus jusqu'au moment où ils s'ennoient sous le Pontien.

La route monte lentement de 200 à 230 m en 10 km. On s'aperçoit alors que la fréquence des galets diminue très vite. Pratiquement, 2,5 km après le contact, on n'en trouve plus. En revanche, on observe que les ondulations subhorizontales de la molasse se remplissent peu à peu de petites lentilles continues d'argile jaune verdâtre. Cette coupe peut être considérée comme typique et très démonstrative : les affleurements étant presque continus. Elle montre que les galets disparaissent rapidement quand on s'éloigne du rivage. Si l'on essaie de suivre de la même façon les affleurements de molasse situés sur une même horizontale dans les vallées de la Vésonne ou de la Sévenne, on observe les mêmes phénomènes. Mais l'abondance de la végétation rend les observations plus clairsemées que sur la route de Vienne à Septême.

J'ajouterai, enfin, une dernière observation effectuée dans la

vallée de la Galaure dont la constitution s'apparente aux vallées viennoises. Cette vallée aboutit au Rhône à Saint-Vallier (50 km de Vienne) point de contact avec le cristallin (Depéret, *loc. cit.*) et les affleurements de molasse sont très continus sur une même horizontale pendant 20 km jusqu'à Hauterives. J'ai pu observer des galets 2 km après le contact et aucun galet sur les 18 km suivants.

III. *Conclusions.* — 1° Les galets d'argile de la molasse sont des formations de rivage, arrachées aux vases littorales et fragmentées partie à l'air libre et partie par la mer.

2° Ces galets plats n'ont pas résisté longtemps au brassage marin. A une distance de la côte qui n'excède pas 3 km ils ont disparu et l'argile qui les constituait se redépose en lits dans les ondulations du sable de fond de mer.

Les géologues qui ont étudié ces formations ont tiré de la présence de nos galets la conclusion suivante : mers calmes presque lagunaires. Je serais tenté de conclure de façon tout à fait opposée et je crois qu'un brassage prononcé des mers vindoboniennes peut seul faire comprendre à la fois la formation et la disparition de nos galets.

Cette manière de voir est corroborée par une étude des sables molassiques que je dois à l'extrême obligeance de M. A. Cailleux et dont voici les conclusions : « La présence et la fréquence des fragments de roches indiquent un matériel jeune, arraché depuis peu au cristallin et n'ayant subi ni long transport, ni grand remaniement. Contrastant avec cette jeunesse, la proportion assez notable de grains de quartz émoussés luisants, usés dans l'eau, incline à diagnostiquer une forte usure. La coexistence de ces deux caractères en partie contradictoires ne paraît guère explicable qu'en admettant que le matériel dérive du cristallin proche (moins de 200 km) et qu'il a subi sur des plages marines une usure assez forte. »

Il est donc vraisemblable d'attribuer à la mer vindobonienne soit par marées, soit plutôt par courants¹ une grande force d'abrasion. Il s'agissait d'une mer peu profonde et étroite et longue assez comparable à la Manche actuelle.

On comprend donc mieux encore la formation des galets par arrachement et leur rapide disparition par usure.

1. Le dépôt des galets en lentilles indique un creusement du sable en rides parallèles et assez profondes, donc la présence de courants. Quant à l'hypothèse des marées, je la rapporte au mécanisme même du dépôt des vases d'estuaire si bien décrite dans les travaux connus de M. Bourcart et de son école.

QUELQUES BRYOZOAIRE NOUVEAUX DU MIOCÈNE DU GARD ET DE L'HÉRAULT

PAR **L. David**¹.

PLANCHE XX.

Sommaire. — Description de six espèces ou formes nouvelles de Bryozoaires Cheilostomes découvertes par F. Canu dans le Miocène languedocien mais dont aucune diagnose n'avait encore été publiée.

Parmi les nombreuses publications relatives aux Bryozoaires du Tertiaire de la France, une seule, d'ailleurs ancienne et très succincte, décrit spécialement des formes de la basse vallée du Rhône et du Languedoc [1]. Le regretté F. Canu cite souvent des genres et espèces de ces régions mais ne leur a pas consacré d'étude détaillée comme il le fit pour ceux des autres bassins tertiaires. Cependant il a examiné et partiellement déterminé une importante collection du Miocène du Gard et de l'Hérault, recueillie par feu le Dr Jacquemet et conservée au Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Lyon. L'an dernier, j'en ai repris l'étude en vue d'un Diplôme d'Études supérieures [2].

Un certain nombre d'étiquettes manuscrites de Canu indiquent des espèces nouvelles dont je n'ai retrouvé ni diagnose ni mention dans la littérature. Au cours de mon étude, je me suis rendu compte du bien-fondé de ces désignations ; aussi, indépendamment de tout travail d'ensemble, il me paraît nécessaire que ces espèces ne restent pas plus longtemps inédites.

Si les noms spécifiques ont été soigneusement conservés dans leur forme originale, les noms génériques ont dû être adaptés à nos connaissances actuelles en raison de l'ancienneté des déterminations.

L'ordre suivi dans la présentation des espèces est celui de la dernière classification de R. S. Bassler [3] ; d'ailleurs celle-ci diffère relativement peu de celle, très récente, proposée par M. Vigneaux pour les Bryozoaires d'Aquitaine [4] et probablement élaborée indépendamment du *Fossilium Catalogus*.

¹. Note présentée à la séance du 7 novembre 1949.

Les abbréviations sont celles utilisées communément dans les ouvrages de Bryozoologie. Je rappellerai pour mémoire : Lz = longueur de la zoécie ; lz = largeur de la zoécie ; Lo = longueur de l'opésie ou hauteur de l'apertura ; lo = largeur de l'opésie ou apertura. Toutes les dimensions sont données en millimètres.

BRYOZOAIRE CHEILOSTOMES

Sous-ordre *ANASCA* LEVINSEN.

Famille *Membraniporidæ* BUSK.

Genre *Membranipora* BLAINV. 1830.

Membranipora spinirecta CANU in Coll.

Pl. XX, fig. 2.

DIAGNOSE. — Zoarium encroûtant. Zoécies subrectangulaires ou vaguement hexagonales : ceci est très apparent sur la face dorsale lorsqu'elle peut être dégagée. Elles présentent une opésie très grande, régulièrement elliptique, bordée par un cadre mince, très saillant, et portant tout le tour des tubercules plus ou moins épineux et rapprochés qui, sur les fossiles, paraissent de simples prolongements du cadre, de largeur et de hauteur variables. Les zoécies sont séparées par un sillon profond, très marqué ; elles n'ont pas de cryptocyste.

Les dimensions sont assez fluctuantes : Lz : 0,40-0,50 ; Lo : 0,30-0,34 ; lz : 0,26-0,32 ; lo : 0,18-0,22.

Il arrive même que, sur un petit échantillon, les tubercules ne soient pas visibles : la détermination est alors délicate ; l'allure générale, le cadre très saillant et les dimensions aident à la reconnaissance mais ne sont pas, à eux seuls, des caractères spécifiques suffisants.

L'absence d'ovicelle et de cavités interopésiales à parois propres font que j'ai rangé cette espèce dans le genre *Membranipora* BLAINV.

HORIZONS ET LOCALITÉS. — Helvétien : Tourbes (Hérault), Saint-Jean près Nézignan-l'Évêque (Hérault).

COTYPES. — Nos : Bz. 38, 43, 162, Lab. Géol. Lyon.

Membranipora spinirecta var. *spinomuralis* CANU in Coll.

Pl. XX, fig. 3.

Il s'agit d'une forme dont l'aspect général est le même que celui de *M. spinirecta*.

Les zoécies sont assez arrondies, séparées par un profond sillon. L'opésie elliptique, bordée par un cadre très saillant, un peu tranchant

même, montre des tubercules plus irréguliers et plus allongés que dans l'espèce type. En outre, les dimensions zoéciales sont plus fortes : Lz : 0,50-0,60 ; Lo : 0,40-0,48 ; lz : 0,28-0,34 ; lo : 0,20-0,24.

Certains de ces échantillons avaient été désignés sous le nom de *M. spinomuralis* par F. Canu ; je ne crois pas qu'il s'agisse d'une espèce particulière mais d'une simple variété.

HORIZONS ET LOCALITÉS. — Helvétien : Nézignan-l'Évêque (Hérault) et La Combe près Mus (Gard).

COTYPES. — N^{os} : Bz. 29, 30, 31, Lab. Géol. Lyon.

Famille *Thalamoporellidæ* LEVINSSEN.

Genre *Thalamoporella* HINCKS 1887.

Thalamoporella spathulata CANU in Coll.

Pl. XX, fig. 7.

DIAGNOSE. — Zoarium encroûtant. Zoécies très allongées, séparées par un bourrelet saillant. Cryptocyste assez profond, présentant une portion longitudinale centrale convexe alors que les parties latérales sont déprimées. Ces dernières abritent les deux opésiules, séparées nettement de l'apertura, très grandes et de forme semi-circulaire.

L'apertura est arrondie mais rétrécie à l'arrière par deux dents latérales symétriques. Son pourtour est assez saillant.

Certaines zoécies sont transformées en aviculaires inter-zoéciaux de grande taille avec, également, un cadre saillant. Leur extrémité antérieure est arrondie, la postérieure rétrécie. L'opésie est médiane, très allongée, située en arrière et a la forme d'une spatule avec la partie la plus large et la plus arrondie vers l'extrémité postérieure.

Je n'ai pas observé d'ovicelle.

DIMENSIONS. — Zoécies : Lz : 0,40 ; Lo : 0,05 ; lz : 0,18-0,24 ; lo : 0,08.

Aviculaires : Lz : 0,42-0,48 ; Lo : 0,18-0,20 ; lz : 0,18-0,25 ; lo : 0,08.

RAPPORTS ET DIFFÉRENCES. — Classée par Canu dans le genre *Micropora*, cette espèce est typiquement un *Thalamoporella*. Proche de l'espèce actuelle, *T. Rozieri* AUDOUIN¹, elle s'en distingue par ses dimensions micrométriques beaucoup plus faibles (0,40 au lieu de 0,72).

HORIZONS ET LOCALITÉS. — Helvétien de Saint-Julian près Pézenas (Hérault).

HOLOTYPE. — N^o : Bz. 93, Lab. Géol. Lyon.

1. *T. Rozieri* SAV.-AUD. in CANU et BASSLER, North American early tertiary Bryozoa. U. S. nat. Mus., Bull. 106, p. 268-9, fig. 73 B-D, 74 A-E, 1920.

Sous-ordre *ASCOPHORA* LEVINSSEN.Famille *Schizoporellidæ* BASSLER.Sous-famille *Schizoporellinæ*.Genre *Phonicosia* JULLIEN 1888.*Phonicosia latigastra* CANU in Coll.

Pl. XX, fig. 4, 5.

DIAGNOSE. — Zoarium unilamellaire encroûtant. Zoécies grandes, régulières et hexagonales, paraissant ogivales sur leur face supérieure; peu allongées, elles montent régulièrement de l'arrière à l'avant et sont, en général, peu convexes.

La frontale est formée d'un trémocyste à larges pores, recouvert d'un olocyste fin paraissant à peu près lisse.

Apertura terminale, dans la partie la plus haute de la zoécie. Elle est entourée d'une étroite bordure lisse; sensiblement aussi large que haute, elle montre un bord distal entaillé par une rimule rectangulaire bien marquée et un peu arrondie dans le fond.

Jamais d'aviculaire.

Ovicelle hyperstomiale, très arrondie, convexe et posée sur la zoécie distale.

L'ancestrule est une zoécie normale mais de taille très faible; les premières zoécies sont également plus petites que les cellules normales.

DIMENSIONS. — Lz : 0,53; Lo : 0,10; lz : 0,32-0,45; lo : 0,10-0,12.

VARIATIONS. — Elles sont faibles. A part quelques différences dans la forme générale, seule la présence d'un trémocyste ou de l'olocyste en change l'aspect. L'ovicelle est parfois assez conique au lieu d'être arrondie.

HORIZONS ET LOCALITÉS. — Burdigalien : Sauveterre (Gard). — Helvétien : Nézignan-l'Évêque, Saint-Jean près Nézignan-l'Évêque, Tourbes, Saint-Julian près Pézenas (Hérault).

COTYPES. — Nos : Bz. 46, 50, 79, Lab. Géol. Lyon.

Sous-famille *Hippoporinæ*.Genre *Hippoporella* CANU 1917.*Hippoporella subtenera* CANU in Coll.

Pl. XX, fig. 4.

DIAGNOSE. — Zoarium encroûtant. Zoécies hexagonales, allongées, régulières. Frontale très convexe, lisse, mais au fond des profonds sillons interzoéciaux on distingue des aréoles séparées par des costules peu marquées.

Apertura terminale, plus haute que large, arrondie en avant et

munie de deux grosses cardelles latérales qui limitent une vanna subrectangulaire bien séparée de la grande porta. Bord proximal droit ou peu concave.

L'échantillon, trop réduit, ne montre ni ovicelle ni aviculaire.

DIMENSIONS. — Lz : 0,40-0,50 ; Lo : 0,10-0,12 ; lz : 0,26-0,32 ; lo : 0,08.

RAPPORTS ET DIFFÉRENCES. — Malgré l'absence d'ovicelle, la présence d'un pleurocyste et de pores aréolaires, ainsi que la forme bien particulière de l'apertura, me font ranger cette espèce dans le genre *Hippoporella* CANU et BASSLER.

HORIZONS ET LOCALITÉS. — Helvétien de La Combe près Mus (Gard).

HOLOTYPE. — N° : Bz. 41, Lab. Géol. Lyon.

Famille *Stomachetosellidæ* CANU et BASSLER.

Genre *Stomachetosella* CANU et BASSLER 1917.

Stomachetosella Jacquemeti CANU in Coll.

Pl. XX, fig. 6.

DIAGNOSE. — Zoarium libre, bilamellaire, en frondes plates et ramifiées. Zoécies disposées longitudinalement, presque indistinctes les unes des autres. Elles sont allongées, couvertes de gros trémopores. Frontale peu convexe, épaisse, saillante autour de l'apertura et formant un péristome arrondi, souvent très en relief.

L'apertura, vue de l'intérieur, est orbiculaire mais très inclinée. Le péristomice est pourvu d'un sinus ou rimule-spiramen arrondi.

Ovicelle hyperstomiale, peu saillante au dehors et recouverte de trémopores : elle est difficilement observable.

Souvent, sur la frontale, on distingue une grosse perforation, plus ou moins éloignée du péristome. C'est l'orifice d'un aviculaire ; de l'intérieur, la cavité avicularienne apparaît comme séparée de la cavité zoéciale proprement dite par une mince cloison.

Toujours sur la face interne on constate que l'orifice des trémopores est beaucoup plus petit que leur orifice externe.

DIMENSIONS. — Lz : 0,72-0,80 ; Lo : 0,10-0,15 ; lz : 0,26-0,32 ; lo : 0,10-0,15.

RAPPORTS ET DIFFÉRENCES. — Elle diffère de *S. crassicolis* CANU et BASSLER¹ par son zoarium en frondes bien plus étroites, par ses dimensions zoéciales plus faibles. Le péristome est plus arrondi et semble plus saillant ; l'aviculaire, plus gros, est presque toujours vers la mi-longueur de la zoécie et non contre

1. *S. crassicolis* C. et B. in CANU et BASSLER, North American early tertiary Bryozoa. U. S. Nat. Mus., Bull. 106, p. 433, fig. 129 A, pl. 89, fig. 1-14, 1920.

l'apertura ; la frontale, enfin, est moins épaisse que dans l'espèce américaine.

HORIZONS ET LOCALITÉS. — Helvétien de La Combe près Mus (Gard).

HOLOTYPE. — N° : Bz. 156, Lab. Géol. Lyon.

On remarque que toutes ces espèces appartiennent à des genres déjà connus dans les terrains miocènes ; souvent même elles sont très voisines de formes décrites dans nos régions. Une recherche systématique des Bryozoaires de la mollasse du Gard et de l'Hérault fournirait sans aucun doute une faune tout aussi variée que celle d'Aquitaine ou de Touraine ; si la conservation des individus est quelquefois moins bonne, la richesse des gisements paraît être équivalente.

BIBLIOGRAPHIE

1. PERGENS E. — Bryozoaires du Miocène du Gard. *Bull. Soc. belge Géol.*, t. V, p. 46-53, 1 fig., 1891.
2. DAVID L. — Contribution à l'étude des Bryozoaires tertiaires et quaternaires du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Lyon. *Dipl. Ét. Sup. Lab. Géol. Lyon*, 230 p. dact., 58 fig., 3 tabl., 1948.
3. BASSLER R. S. in *Fossilium Catalogus*, I Animalia, pars 67, Bryozoa (Generum et Genotyporum, Index et Bibliographia), in-8°, 229 p., 1934.
4. VIGNEAUX M. — Révision des Bryozoaires néogènes du Bassin d'Aquitaine et essai de classification. *Mém. Soc. géol. France*, nouv. sér., t. XXVIII, fasc. 1-3, mém. n° 60, p. 1-155, 40 fig., 3 cartes, pl. I-XI, 1949.

LÉGENDE DE LA PLANCHE XX

- FIG. 1. — *Phonicosia latigastra* CANU in Coll. : colonie montrant l'ancestrule. $\times 10$.
- FIG. 2. — *Membranipora spinirecta* CANU in Coll. : échantillon montrant le cadre tranchant. $\times 20$.
- FIG. 3. — *Membranipora spinirecta* var. *spinomuralis* CANU in Coll. : échantillon avec tubercules bien développés. $\times 20$.
- FIG. 4. — *Hippoporella subtenera* CANU in Coll. $\times 20$.
- FIG. 5. — *Phonicosia latigastra* CANU in Coll. : zoécies ovicellées. $\times 20$.
- FIG. 6. — *Stomachetosella Jacquemeti* CANU in Coll. $\times 20$.
- FIG. 7. — *Thalamoporella spathulata* CANU in Coll. : zoécies et aviculaire interzoécial. $\times 20$.

Tous ces échantillons sont conservés dans les collections du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Lyon.

SUR LES RELATIONS DE LA ZONE DU FLYSCH DES AIGUILLES D'ARVES ET DU MASSIF DU PELVOUX

PAR **P. Gidon** ¹.

Sommaire. — Le synclinal mésozoïque d'Ailefroide détache du massif au Peyron des Claux une écaille cristalline surmontée de Nummulitique autochtone qui est donc le prolongement le plus méridional actuellement connu de la zone du Flysch des Aiguilles d'Arves.

Un séjour à Ailefroide m'a permis d'examiner le curieux synclinal auquel P. Bellair ², après P. Termier, donne le nom d'« accident d'Ailefroide » et d'en chercher le prolongement vers le N. Ce sont les résultats de cette étude que je vais développer ici.

Contrairement à l'opinion de Termier qui n'y voyait que du Lias, et conformément à celle de Bellair, pour qui « Le Trias n'y existe que sous la forme d'un mince liseré discontinu sur la bordure S » ², l'accident d'Ailefroide présente, en fait, un Trias bien développé renversé sur d'épaisses assises liasiques.

Une très belle coupe peut être étudiée sur la rive droite du torrent d'Ailefroide, au lieu dit les Ribeyrettes. Cette coupe est beaucoup plus complète que celle du Rif du Freysse, sur le versant opposé.

Du SE au NW on rencontre sous les granites typiques du Pelvoux, formant le soubassement des crêtes de la Sauma :

1° des calcaires gris très clairs, fortement cristallins, avec zones rouges. Ces calcaires forment le ciment d'une brèche à éléments cristallins et présentent la plus grande ressemblance, ainsi que me l'a fait remarquer M. Gignoux, avec les brèches triasiques de l'Alpe du Villar d'Arène.

2° 10 m de quartzites très blancs qui ont fourni les énormes blocs des éboulis à la base de la coupe. Ces quartzites sont de faciès tout à fait briançonnais.

3° 15 m de calcaires gris très clair, identiques d'aspect au ciment de la brèche n° 1, mais qui semblent bien dépourvus de zones rouges. Cet ensemble représente le Trias. Il est suivi de :

4° calcaires gris, bréchiques, environ 30 m.

5° une forte épaisseur de schistes noirs avec filons de calcite.

1. Note présentée à la séance du 7 novembre 1949.

2. P. BELLAIR. *Pétrographie et Tectonique des Massifs centraux Dauphinois. Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, 1948.

Les calcaires bréchiques contiennent des éléments identiques au calcaire triasique, noyés dans une pâte plus sombre. C'est avec eux que je fais débiter le Lias, dont les schistes reposent finalement sur les granites du flanc N par un contact facile à observer dans le bas du ravin du Fournas.

La lame de quartzite m'a semblé disparaître, assez haut dans la paroi, et cette observation m'a été confirmée par J. Vernet¹. Je ne saurais dire si elle est recoupée en sifflet par le granite des crêtes de la Sauma, ou si, brisée, elle s'est enfoncée comme un coin dans les calcaires triasiques.

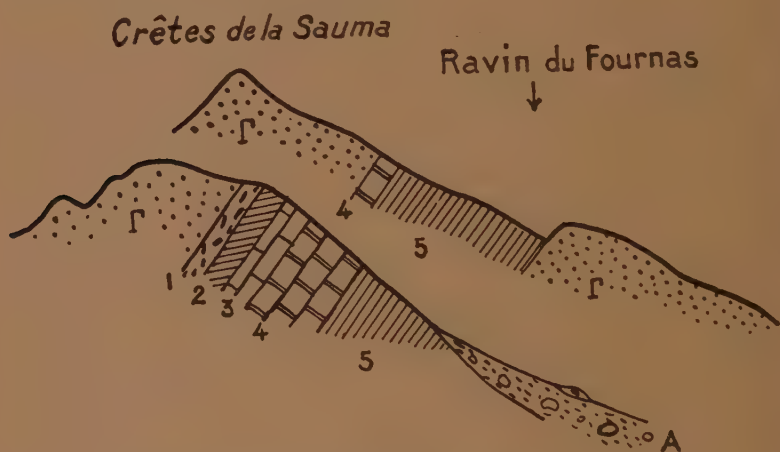


FIG. 1. — Coupe des Ribeyrettes.

Γ : cristallin ; A : éboulis. Les numéros se rapportent au texte.

La coupe du Rif du Freysse est moins complète, mais là encore se montrent partout sur le bord SE les calcaires gris clair cristallins, et cette observation faite en surface m'a été confirmée par M. Gignoux qui possède des échantillons de ces calcaires, provenant du tunnel d'amenée des eaux d'Ailefroide à l'usine hydroélectriques des Claux. En outre, j'y ai trouvé des éboulis de grès grossier probablement triasique, et de cargneule.

Le ravin du Rif du Freysse présente l'intérêt de montrer à l'évidence que l'allure curieuse du synclinal d'Ailefroide, étroit en haut et gonflé vers le bas, est due à l'avancée d'une écaille : le Lias schisteux y montre, en effet, des bancs plus calcaires formant des crêtes saillantes. Toutes sont recoupées obliquement par le cristallin de la bordure SE constituant les crêtes du Peyron

1. Communication orale.

des Claux ; celui-là même qui, dans la partie inférieure du val-lon de Chambran, sert de substratum au Nummulitique dit autochtone. Ce cristallin forme là une écaille : l'« Écaille du Peyron des Claux ».

Le pendage des couches est dans les deux coupes de l'ordre de 45° vers le SE, mais leur direction oblique légèrement vers le N, dans le ravin du Rif du Freysse.

L'affleurement du Rif du Freysse a une orientation SSE-NNW qui lui fait traverser les crêtes E du Paillon à la Collette de Coste Vieille du plan directeur au 20.000^e. Sur l'autre versant de la Collette, cet affleurement s'effile et disparaît avec une direction qui, en raison du pendage des couches et du changement d'orientation de la pente topographique devient presque franchement WE, sans qu'il y ait eu, bien entendu, de changement sensible dans la direction des couches.

Désireux de savoir si l'accident se prolongeait, j'ai été amené à suivre cette nouvelle direction de l'affleurement, sur les éboulis plus ou moins herbeux qui recouvrent les terrains en place. Voici les observations que j'ai pu faire :

A 400 m en aval de la Collette de Coste Vieille, et environ 150 m au N de la direction suivie, entre 2.400 et 2.420 m d'altitude, peut s'observer un affleurement, s'étalant à la surface des gneiss, d'une brèche à éléments cristallins et à ciment de calcaires rouges, rouges violacés et blancs, très cristallins. Cette brèche est tout à fait semblable à celle qui s'associe aux quartzites des Ribeyrettes. Il s'agit là très vraisemblablement de la trace, presque complètement cicatrisée, de l'accident d'Ailefroide. La position de cette brèche la fait reposer sur le flanc NW de l'accident, c'est-à-dire sur le flanc recouvert par l'« écaille du Peyron des Claux ». Il ne saurait donc s'agir d'une brèche de base du Nummulitique, puisque celui-ci surmonte, au contraire, cette écaille, et n'affleure d'ailleurs qu'à 1 km au moins au SE de ce point.

Beaucoup plus à l'E, le prolongement de l'affleurement E de la Collette de Coste Vieille vient recouper un abrupt rocheux que franchit en cascade le torrent de Coste Vieille, presque en face de Chambran.

Là affleure le Lias schisteux qui a été vu par Termier et indiqué sur la feuille au 80.000^e. Les grossières inexactitudes du fond topographique de cette carte ont eu pour résultat que les deux affleurements de la crête du Paillon et de Chambran apparaissent à Termier non pas dans le prolongement l'un de l'autre, mais parallèles l'un à l'autre. Il n'est donc pas très étonnant qu'il n'en ait pas vu la continuité.

Il est beaucoup plus étonnant de trouver sous la plume de

Bellair¹, à propos des rapports possibles entre l'affleurement de Chambran et l'accident d'Ailefroide : « C'est le prolongement, par le jeu d'une faille transverse de décrochement orientée NNW-SSE, empruntant sensiblement le thalweg du ravin de Coste Vieille, de l'accident très important du Rif du Freysse. » Plus loin, à propos de la terminaison de l'accident d'Ailefroide, on trouve dans le même ouvrage : « Le pli dépasse la crête du Pailon, mais s'effile rapidement ; il disparaît peu après la crête, et sa disparition se situe exactement dans le prolongement d'une cassure bien visible du Pré de Madame Carle... »

Les cassures diverses jouent dans le travail de Bellair un rôle qui me semble parfois un peu exagéré. En ce qui concerne celle du Pré de Madame Carle, son influence sur l'accident d'Ailefroide n'a pas été assez marquée pour m'empêcher de retrouver, sans idées préconçues, dans son prolongement exact, l'affleurement de Chambran. Quant au décrochement qui emprunte le thalweg du ravin de Coste Vieille, il devrait couper le Lias de

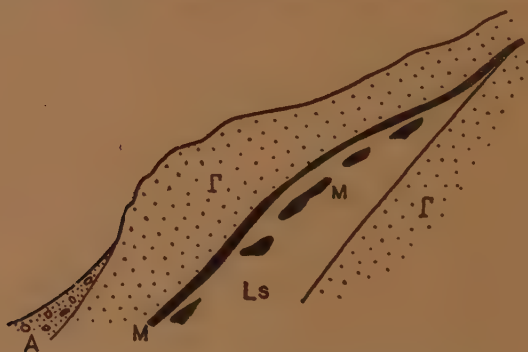


FIG. 2. — Rive droite de la cascade de Chambran.

A : éboulis ; Γ : cristallin ; M : mylonite ; Ls : Lias schisteux.

Chambran qui, précisément, apparaît dans ce ravin. Je n'ai rien vu de semblable.

Le Lias de Chambran apparaît, ainsi que le note P. Bellair, en filon dans le cristallin. La coupe que j'en donne ici montre, sous des gneiss normaux, une zone broyée, mylonitique. Des éléments de cette mylonite, en blocs énormes de plusieurs mètres cubes, sont emballés dans les schistes liasiques à la partie supérieure de l'affleurement, tandis que plus profondément, la cascade du torrent de Coste Vieille tombe au voisinage du contact entre

1. *Loc. cit.*, p. 281.

les schistes inclinés à 45° et le substratum cristallin. Mais, observation capitale, les deux flancs cristallins du synclinal se rejoignent vers le NW, où la cicatrice de l'accident n'est plus marquée que par quelques affleurements de mylonites.

Ainsi, c'est par une véritable fenêtre que l'affleurement de Chambran, prolongement souterrain de l'accident d'Ailefroide, revient au jour.

L'axe de l'accident d'Ailefroide, dirigé sensiblement vers le NE, et qui manifestait déjà une légère tendance à tourner au N, s'incurve visiblement ici, et prend assez vite une direction presque exactement NS. C'est dans cette direction qu'on peut le voir disparaître en profondeur sous les gneiss de la rive N du torrent. Les assises schisteuses montrant un pendage E de 45° sont observables sous le sentier remontant la cascade sur cette rive, entre la cote 1770 et la cote 1860. Au-dessus, comme sur l'autre rive, la cicatrisation est complète.

J'ai tenté de suivre vers le N la direction de l'affleurement de Chambran. Je pus constater, dans une position qui coïncide avec le prolongement recherché et à moins d'1 km au N, l'existence d'un affleurement sombre tranchant au milieu des teintes fauves du gneiss, et que je n'ai pu atteindre. Ce pointement, situé vers 2.100 m d'altitude, se voit des chalets de Riou la Selle. De là, on peut constater qu'une traînée d'éboulis sombres en descendant vers le vallon de Chambran, mais disparaît très haut dans la pente, tandis que les éboulis de cristallin s'abaissent en un vaste cône jusqu'au torrent. Cette observation démontre l'altérabilité plus grande des éléments sombres, et, par suite, laisse supposer pour eux une origine sédimentaire. Je ne puis affirmer que des schistes y existent, malgré la vraisemblance du fait, car je n'ai remonté le cône d'éboulis que jusqu'à une centaine de mètres au-dessus du fond du vallon. Ce fut assez cependant pour me permettre de récolter quelques morceaux de calcaire confirmant la nature sédimentaire de l'affleurement aperçu.

Ce pointement sédimentaire apparaît dans une région très ravinée, dans des conditions tout à fait analogues à celles qui mettent à jour les schistes de Chambran. Il y a donc là une nouvelle fenêtre ouverte dans l'écaïlle cristalline jusqu'au Jurassique inférieur sous-jacent.

Plus au N, le temps m'a fait défaut pour parcourir en détail les rochers fort abrupts qui dominent les rives du torrent de Séguret Foran. Mais du lac de l'Eychauda et des crêtes des Grangettes, il est facile de constater que l'accident suivi jusqu'ici ne peut se prolonger que par les affleurements du Roc de

Montagnole, et au delà par le Jurassique inférieur schisteux servant de substratum à l'écaille de granite et de Flysch décrite par M. Gignoux à la Croix de Ciboui, dans la vallée du Grand Tabue.



FIG. 3. — Les affleurements sédimentaires sous l'Écaillon du Peyron des Claux.
T : Trias ; L : Lias ; J : Jurassique d'âge indéterminé ; cicatrice de l'accident ; — — — — — axe synclinal.

Je n'ai pas à rappeler les conséquences importantes déduites par M. Gignoux ¹ de la comparaison des coupes de Côte-Plaine,

1. M. GIGNOUX. Le prolongement de la zone du Flysch des Aiguilles d'Arves à l'Est du Pelvoux, *C. R. somm. S. G. F.*, 23 nov. 1936, et M. GIGNOUX et L. MORET. Description géologique du Bassin supérieur de la Durance. *Trav. Lab. Géol. d'Univ. de Grenoble*, t. XXI, 1937.

de la Madeleine et de la Croix de Ciboui. Je suis profondément convaincu de la valeur des arguments qui montrent la terminaison, ou ce qui revient au même, l'origine de la zone du Flysch des Aiguilles d'Arves dans les écailles de la bordure E du massif du Pelvoux. Je crois avoir montré dans les lignes précédentes que l'une de ces écailles, peut-être la plus importante, car directement en continuité avec celle de la Croix de Ciboui, est l'« Écaille du Peyron des Claux ».

Que devient cette écaille au S du massif ? Mes observations, bien que sommaires, et les renseignements que je tiens de J. Vernet me laissent supposer que l'accident d'Ailefroide, qui l'isole du massif, doit s'y prolonger longuement vers l'W. Cet accident, qui n'était que curieux, prend ainsi, du point de vue de nos conceptions sur la structure des Alpes françaises, une importance qu'on ne peut méconnaître.

SILICIFICATIONS NORD-SAHARIENNES

PAR **Marguerite Auzel** ET **A. Cailleux**¹.

PLANCHES XXI-XXII.

Sommaire. — En surface des hammadas continentales nord-sahariennes (Beni-Abbès), sur 1 à 8 m, le calcaire est fréquemment silicifié. A l'œil nu, l'aspect rappelle celui de certaines meulières. En plaque mince : calcédoine en sphérolithes ou rubanée ou flammulée ; parfois petits îlots de quartz de néogénèse. Genèse encore douteuse : sous-lacustre ou subaérienne (pédologique) ?

Pour expliquer la formation des meulières et autres accidents siliceux en milieu calcaire ou argileux non marin, on a invoqué tantôt une évolution sous-lacustre (Lucien Cayeux [3], André Vatan [8]) tantôt une karstification (Dollfus [6], Denizot [5]) et plus récemment enfin un processus subaérien, pédologique, en climat chaud probablement subaride (André Cholley, [4]). Aussi nous a-t-il paru intéressant de profiter d'une mission au Sahara pour recueillir quelques échantillons d'accidents siliceux. A notre connaissance, ils avaient jusqu'ici été seulement signalés, mais jamais décrits ni figurés, seule Cécile Darles leur avait consacré quelques lignes [4 a].

Nous remercions MM. Menchikoff, Th. Monod, Cvijanovic, Geffroy et Pouyeto, de l'aide qu'ils ont bien voulu nous donner.

I. — GISEMENT.

On sait qu'une bonne partie — le quart peut-être — du Sahara est occupé par des *hammadas*, complexes tabulaires, faiblement inclinés (0 à 2°), épais de 10 à 100 m et plus. Les unes (Tadmait) sont marines, et ne seront pas envisagées ici. Dans les autres, formées de calcaires, conglomérats et grès, les fossiles sont extrêmement rares, toujours continentaux ou d'eau douce ; certaines sont probablement crétacées, d'autres tertiaires. Les grains de quartz des grès, dans tous les échantillons étudiés jusqu'ici, sont magnifiquement ronds et mats, façonnés par le vent, ce qui exclut un couvert végétal et indique des conditions désertiques. Les conglomérats impliquent un transport liquide.

1. Note présentée à la séance du 19 décembre 1949.

Il est possible que ces hammadas continentales aient été édifiées par des écoulements liquides en nappe, du type des *sheet-flood* des déserts américains, dus à de brusques pluies orageuses.

Leur partie supérieure, sur 4 à 10 m, environ, est faite d'une roche appelée à tort « calcaire à silex » mais présentant, en réalité, une juxtaposition, à contours extrêmement enchevêtrés, de parties calcaires et siliceuses. Dégagées du calcaire, ces dernières sont observables à la surface même du désert : elles ont alors exactement l'aspect, souvent caverneux, des meulières du Bassin parisien. Un échantillon (n° 1) a été recueilli *in situ* dans la hammada, à Benis-Abbès. Le n° 2 est une concrétion recueillie en surface. Les fragments siliceux se retrouvent à l'état remanié, parmi une majorité d'autres galets, dans le lit des oueds : l'échantillon n° 3 provient des alluvions de la Saoura à Beni-Abbès. Enfin, à titre de comparaison, nous avons étudié aussi un morceau de bois silicifié récolté à la surface du désert près d'Adrar (n° 4).

II. — DESCRIPTION.

A. *Concrétion en surface de la hammada.* (Pl. XXI, fig. 1 et pl. XXII, fig. 2.) C'est un calcaire qui contient des grains de quartz détritiques et de la silice sous forme de calcédonite. Il est par endroits très finement zoné. On y voit un ensemble de beaux sphérolithes de calcédonite séparés par du calcaire.

Une plage de silice est tout à fait curieuse (pl. XXI, fig. 1). La partie centrale est composée de calcédonite en petits sphérolithes entre lesquels on aperçoit parfois du calcaire. En lumière naturelle, on voit des cercles ou des groupes de cercles concentriques. En lumière polarisée, leur centre correspond au centre d'un sphérolithe. Une bande légèrement sinueuse, de couleur jaune en lumière naturelle, sépare la partie centrale de cette plage de la partie périphérique ; en lumière polarisée, elle n'est marquée que par l'existence de sphérolithes plus grands que ceux de la partie centrale et dont la plupart sont dissymétriques, leurs fibres étant plus longues vers l'extérieur que vers l'intérieur. En allant vers l'extérieur de la plage, les fibres de la calcédonite s'allongent de plus en plus, d'où un aspect de flammes qui semblent s'échapper en divergeant de la partie centrale. En approchant du calcaire cette calcédonite apparaît finalement sous forme d'écailles paraissant se recouvrir et dont le bord visible semi-circulaire est situé du côté du centre de la plage siliceuse ; on aperçoit dans chaque élément de calcédonite une sorte de noyau calcaire. Puis cette calcédonite s'insinue à l'intérieur du calcaire constituant la roche. Il n'y a pas de séparation nette entre le calcaire et la calcédonite.

B. *Concrétion recueillie dans les alluvions de la Saoura.* (Pl. XXII, fig. 3.)

Ce fragment est presque entièrement composé de silice : au centre une plage à peu près circulaire est formée de silice cryptocristalline. Elle est entourée par des zones dont la limite très sinuëuse est visible en lumière naturelle grâce à de petits grains de calcaire qui sont de plus en plus nombreux en allant vers la périphérie de chaque zone. Dans ces zones, la calcédonite se présente en petits sphérolithes de 50 à 180 μ , accolés les uns aux autres dans la partie interne et de moins en moins nombreux dans la partie périphérique, où ils sont séparés par le calcaire.

C. *Accident siliceux dans la hamma de Beni-Abbès.* (Pl. XXI, fig. 2 et pl. XXII, fig. 1, 4 et 5.)

L'aspect extérieur ressemble à celui des meulières du Bassin de Paris. Le fond de la roche est constitué par de la calcédonite cryptocristalline au milieu de laquelle il y a des plages de beaux sphérolithes. Quelques grains de quartz détritique. Des géodes remplies de quartz secondaire sont bordées de calcédonite à aspect rubané dû à l'alternance de zone de calcédonite en éventail et de zones très étroites à éléments très petits. Une zone de calcédonite en éventail entoure tout l'ensemble, elle est beaucoup plus large que les précédentes et ses fibres divergent du côté de la géode.

Des îlots de calcédonite en petits sphérolithes sont entourés par de la calcédonite en éventail qui semble avoir pris naissance sur ces îlots car ses fibres divergent vers l'extérieur.

Enfin, d'autres îlots sont calcaires. Des sphérolithes de calcédonite pénètrent à leur intérieur ; parfois on en trouve même au milieu. En lumière naturelle, certains îlots sont entourés d'une bande ne présentant pas d'impuretés. En lumière polarisée, on ne voit plus cette bande : elle est constituée de calcédonite identique au fond de la roche. De la calcédonite entoure le tout, les fibres divergent vers le centre comme dans le cas des géodes.

D. *Bois silicifié, Adrar.* (Pl. XXII, fig. 6.)

Il est entièrement quartzifié. En lumière naturelle, on distingue, aussi clairement que sur une préparation d'un bois actuel non fossilisé, les vaisseaux ligneux et les rayons médullaires. La silicification n'a pas altéré la structure ; cependant les contours des éléments de silice qui ont imprégné le bois n'ont aucun rapport avec les cellules ligneuses. En lumière polarisée, vaisseaux ligneux et rayons médullaires disparaissent presque complètement. Les cristaux de quartz forment des bandes correspondant à plusieurs vaisseaux ligneux : les unes sont composées de grands cristaux, les autres de cristaux beaucoup plus petits.

III. — COMPARAISONS.

Tous ces échantillons sont dépourvus de restes organiques ce qui les différencie des autres roches siliceuses avec lesquelles nous allons maintenant les comparer.

1° *Les silex crétacés* se sont formés dans un milieu calcaire d'origine marine ; ils renferment des Foraminifères, des spicules d'Éponges [3, p. 423]. L'échantillon n° 3 se rapproche des silex à structure cryptocristalline par sa calcédonite non orientée et sa calcédonite en grands sphérolithes mais il a des flots de calcaire ; or, ceux-ci n'existent pas dans les silex crétacés.

2° *Les chailles* formées aussi dans un milieu calcaire d'origine marine et dont l'âge est jurassique, contiennent des débris de Mollusques et de Spongiaires (spicules calcaires) [3, p. 491]. Elles sont constituées par un fond calcédonieux dans lequel on trouve des grains de quartz et des témoins calcaires. L'échantillon n° 3 serait donc, de ce point de vue, voisin des chailles.

3° *Les silexites* formées dans un milieu calcaire marin, on les trouve en nodules dans les calcaires carbonifères. On y rencontre des Ostracodes, des Bryozoaires, des Polypiers [3, p. 506]. Leur structure est comparable à celle de certains silex (silex de la craie magnésienne) : présence de quartz secondaire dans des géodes, pseudocalcédonite, calcédonite, traînées avec témoins calcaires.

4° *Les cherts* [3, p. 411]. Le milieu dans lequel ils ont pris naissance est un milieu siliceux marin. Comme les roches calcaireosiliceuses, où ils se présentent en rognons, ils sont riches en spicules d'Éponges. On y remarque la présence d'opale globulaire coexistant avec de la calcédonite se présentant souvent en portions de sphérolithes. Or, nous n'avons pas observé d'opale dans les plaques sahariennes étudiées. De plus, il n'y a pas, comme dans les cherts, de minéraux détritiques, sauf quelques grains de quartz dans l'échantillon n° 1.

5° *Les meulières du Bassin parisien* sont tertiaires (Oligocène) et, provenant d'étages lacustres, contiennent des *Chara*, des *Lymnées*, etc. [3, p. 621 et s.]. L'échantillon n° 3 présente, comme certaines meulières du Bassin parisien, des géodes bordées de calcédonite orientée et remplies de quartz secondaire. Mais dans les meulières, on ne voit rien de comparable à ces îlots calcaires dans lesquels pénètrent les sphérolithes de calcédonite.

L'échantillon n° 1 est un calcaire imprégné de silice qu'on ne peut pas rapprocher d'autres roches jusqu'ici décrites.

Enfin l'échantillon n° 2 trouvé à l'état remanié dans les alluvions de la Saoura présente beaucoup d'analogies avec certaines

meulières : existence de zones concentriques, présence de petits sphérolithes.

IV. — CONCLUSIONS.

Si l'on excepte le bois silicifié, les trois échantillons étudiés présentent entre eux de grandes analogies. Outre des types déjà connus de structure, la silice y revêt, entre autres, dans l'un d'eux, un aspect flammulé qui, à notre connaissance, n'avait jamais été décrit.

Les silicifications des hammadas continentales nord-sahariennes se distinguent très nettement des accidents de même nature chimique réalisés dans les calcaires marins (silix, chaille, silexite, chert, etc.). C'est aux meulières tertiaires du Bassin parisien, jusqu'ici considérées comme lacustres, qu'elles ressemblent le plus ; mais elles ne leur sont pas identiques. Les conditions qui ont présidé à la formation des unes et des autres ont donc présenté des analogies, mais aussi des différences.

On peut se représenter les milieux générateurs sous plusieurs formes : par exemple lacs permanents, ou, au contraire, écoulements liquides en nappes, temporaires du type des *sheet-flood* des déserts des États-Unis, se produisant en pays subaride et pouvant aboutir à des flaques éphémères. Dans le premier cas, la silicification serait sous-lacustre ; dans le second, elle serait pédologique, subaérienne ou presque. Mais, si la silicification a été sous-lacustre, pourquoi les hammadas sahariennes sont-elles en fait si fréquemment dépourvues de tous fossiles (sauf très rares gisements de coquilles d'eau douce), alors que le milieu calcaire et le climat chaud devaient être propices à la pullulation d'une abondante faune dulcaquicole ? Dans l'hypothèse pédologique, au contraire, la flaque d'eau stagnante, ou du moins la nappe, s'infiltre et s'évapore avant qu'une faune dulcaquicole ait eu le temps de s'y développer.

Mais cet argument n'est certes pas dirimant. Jusqu'à plus ample informé, la question de l'origine sous-lacustre, ou pédologique, des silicifications sahariennes, doit être considérée comme simplement posée, et non résolue.

OUVRAGES CONSULTÉS

1. AUZEL (M.). — Premiers résultats d'une étude des meulières du Bassin de Paris. *Rev. Géogr. Phys., Géol. Dyn.*, vol. III, fasc. 4, p. 303-362, pl. XXV à XXXIV, Paris, 1930.

2. CAILLEUX (A.). — Concrétions quartzeuses d'origine pédologique. *B. S. G. F.* (5), XVII, 1947, p. 475-482, pl. XIX.
- 2a. — Action des écoulements liquides dans la géomorphologie du Sud-Oranais. *CR. Ac. Sc.*, t. 229, 1949, p. 679-671.
3. CAYEUX (L.). — Les roches sédimentaires de France. Roches siliceuses. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, p. 1-696, pl. I-XXX, Paris, 1929.
4. CHOLLEY (A.). — Recherches sur les surfaces d'érosion et la morphologie de la région parisienne. *Ann. Géogr.*, t. LII, nos 289-90-91, p. 1-19, 81-97, 161-189, Paris, 1943.
- 4a. DARLES (C.). — Étude pétrographique des sédiments du Sahara occidental. *Bull. Serv. Mines A. O. F.*, n° 6, 1942, p. 147 sq., pl. XIV-XVII.
5. DENIZOT (G.). — Les formations continentales de la région orléanaise, Vendôme, 1926. Cf. p. 183-184.
6. DOLLFUS (G. F.). — Notice de la carte géologique au 1/80.000^e, Paris (48) et Melun (65) et *C. R. Collab., Bull. Serv. Carte géol. Fr.* 1907, 1909.
- 6a. GEORGE (P.) et RIVIÈRE (A.). — Sur les sables granitiques et les argiles à meulrières du Bassin de l'Yvette. *CR. Ac. Sc.*, t. 818, 1944, p. 800-802.
7. MC GEE (W. J.). — Sheetflood erosion. *Bull. geol. Soc. Amer.*, vol. 8, p. 87-112, pl. 10-13, 1897.
8. VATAN (A.). — La sédimentation continentale tertiaire dans le Bassin de Paris méridional, p. 1-215, pl. I-VII, Toulouse, 1947.

P. Jodot complète les renseignements sur les hammadas des confins algéro-marocains du Sud. Les fossiles appartiennent à la faune à *Clavator*, Gastéropodes continentaux, dont l'âge aquitanien est confirmé par la tectonique (G. Choubert, 1945). Cette faune compte de nouvelles espèces, actuellement à l'étude. Les accidents siliceux existent à plusieurs niveaux des calcaires lacustres dans les coupes stratigraphiques levées par l'abbé Lavocat et J. Hindermeyer : « calcaires lacustres à silex massifs très abondants », « calcaires lacustres lités à silex dans la dalle inférieure », « silex dans les bancs supérieurs des calcaires lacustres », « calcaires gréseux fins rosés avec lentilles de matière détritique grossière à Gastéropodes souvent silicifiés »... La silicification trouve peut-être son origine dans la silice de Diatomées. Comme des dépôts de Diatomées sont signalés dans le Quaternaire africain en Mauritanie (M. Peregallo), dans le N du Niger (A. Amossé), il semble possible d'envisager leur existence dans les hammadas durant l'Aquitanien.

M^{lle} Auzel et M. Cailleux remercient M. P. Jodot des intéressantes précisions qu'il a apportées, et qui s'expliquent aussi bien, à leur avis, dans l'hypothèse d'écoulements en nappes intermittentes, avec actions pédologiques et lacs épisodiques, que dans l'hypothèse purement lacustre.

LÉGENDES DES PLANCHES

EXPLICATION DE LA PLANCHE XXI.

- FIG. 1. — Plaque mince d'une concrétion en surface de la hammada. Beni-Abbès. Nicols croisés $\times 40$.
cd : calcédonite très fine; f : calcédonite flammulée; ca : calcaire de la roche; n : calcaire dans un cristal de calcédonite.
- FIG. 2. — Plaque mince d'un flot quartzeux entouré de calcédonite rubanée. Beni-Abbès. Nicols croisés $\times 70$.
q : quartz secondaire; cr : calcédonite formant des rubans; cd : calcédonite finement cristallisée.

EXPLICATION DE LA PLANCHE XXII.

- FIG. 1. — Accident siliceux dans la hammada de Beni-Abbès. Grandeur naturelle.
- FIG. 2. — Témoin calcaire zoné dans une concrétion en surface de la hammada. Beni-Abbès. Lum. nat. $\times 50$.
- FIG. 3. — Zone de calcédonite partiellement en petits sphérolithes. Concrétion recueillie dans les alluvions de la Saoura à Beni-Abbès. Lum. nat. $\times 30$.
- FIG. 4. — Pénétration de sphérolithes de calcédonite dans un flot calcaire. Beni-Abbès. Lum. nat. $\times 70$.
c : calcaire; s : sphérolithe de calcédonite; cd : calcédonite.
- FIG. 5. — Sphérolithes de calcédonite pénétrant à l'intérieur du calcaire. Beni-Abbès. Lum. nat. $\times 70$.
c : calcaire; s : sphérolithe de calcédonite.
- FIG. 6. — Bois silicifié. Adrar. Lum. nat. $\times 100$.
vl : vaisseaux ligneux; rm : rayons médullaires.
-

SUR UNE STRUCTURE (APPENDICE PROBABLE) OBSERVÉE CHEZ *ASAPHUS CORNUTUS* (TRILOBITE ASAPHIDÉ)

PAR **P. Hupé**¹.

Sommaire. — Une structure étudiée sur des sections sériées et colorées d'*Asaphus cornutus* PAND. est interprétée comme un appendice thoracique et comparée aux appendices d'autres Trilobites.

Les appendices des Trilobites, décrits pour la première fois par Walcott (1881), dans les genres *Neolenus* et *Calymene*, ont été observés depuis, plus ou moins complets, dans un certain nombre de genres s'échelonnant du Cambrien au Dévonien inférieur.

Chaque appendice se compose (fig. 7) d'une branche principale à 7 articles, sur laquelle est fixée une branche latérale, segmentée ou non, portant à son bord postérieur une frange de lamelles probablement respiratoires.

L'étude, par sections sériées et colorées, de spécimen d'*Asaphus cornutus* PANDER, de l'Ordovicien de la Baltique russe², m'a permis d'observer une structure fixée à la face ventrale du thorax et qui semble devoir être rapportée à un appendice thoracique complet.

Le fossile est usé à la meule et la section obtenue est colorée au bleu de méthylène concentré. Dans les échantillons étudiés, les parties anciennement chitineuses sont spathisées et ne prennent pas le colorant ; mais la gangue, assez poreuse, l'absorbe fortement. Il en résulte, après lavage, des images des parties tégumentaires se détachant en clair sur fond bleu. Ces images, repérées par rapport à des lignes préalablement gravées sur le fossile, sont dessinées à la chambre claire. L'intervalle entre chaque section colorée est d'environ 0,25 mm.

La fig. 1 représente les 12 images obtenues pour la structure en question dans douze sections successives. La fig. 2 est une projection de ces images sur un même plan. La fig. 3 est une restitution en relief de la fig. 2 dans laquelle les différentes lignes ont été considérées comme des courbes de niveaux équidistantes. Il semble hors de doute que l'image obtenue est bien

1. Note présentée à la séance du 5 décembre 1949.

2. Échantillons de la collection de VERNEUIL, à l'École supérieure des Mines de Paris, aimablement communiqués par M. le Professeur J. PIVETEAU.

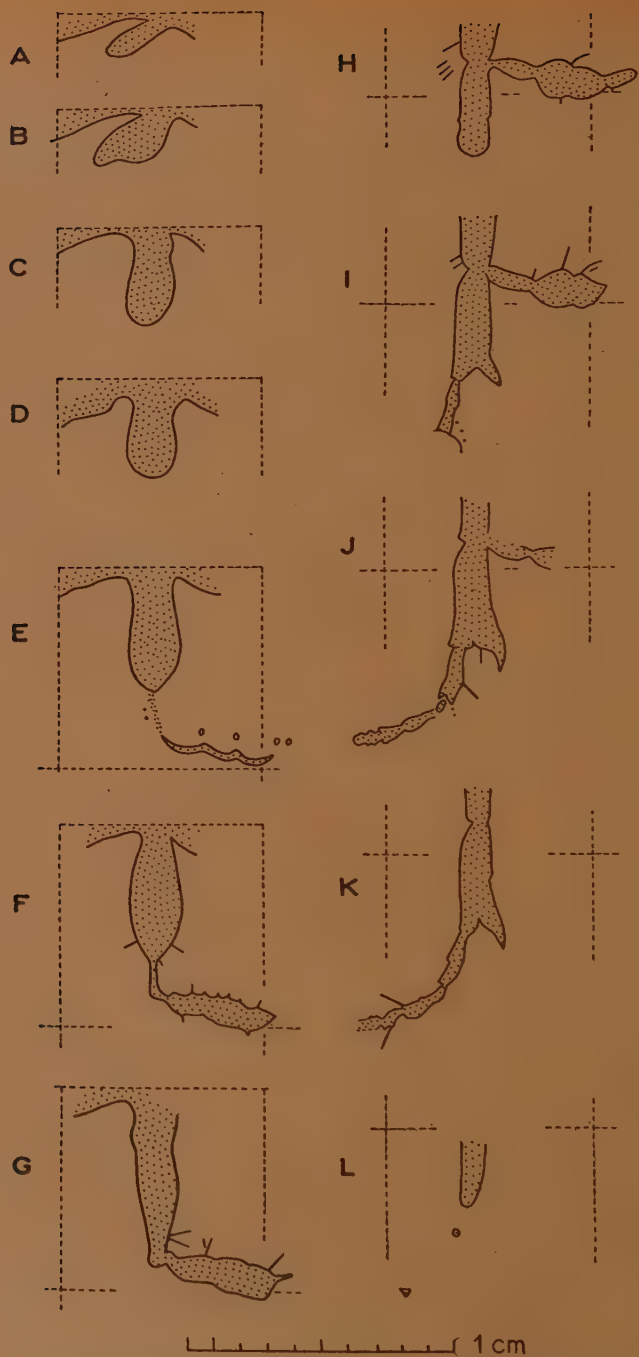


Fig. 1. — Sections successives de la structure, classées d'arrière en avant. L'intervalle entre chaque section est de 0,25 mm environ.

celle d'un appendice multiarticulé, biramé, du type Trilobite, mais dépourvu de sa frange. Une structure pectiniforme (fig. 4) a d'ailleurs été observée sur l'une des sections du même spécimen ; elle représente très probablement une portion de la frange de l'appendice observé ou d'un autre non identifié.

Description de l'appendice. — Pour ne pas préjuger des homologues des différentes parties de l'appendice avec celles de membres d'autres Arthropodes (Crustacés, Chélicérates, etc.), nous adopterons les termes de branche principale et branche latérale pour les deux parties de la structure étudiée ici.

a) *Branche principale.* — Sa longueur totale est d'environ 15 mm. Elle montre 5 articles nets et l'indication de 2 articles distaux.

Le premier article, long de 6 mm environ, fusiforme, porte à sa

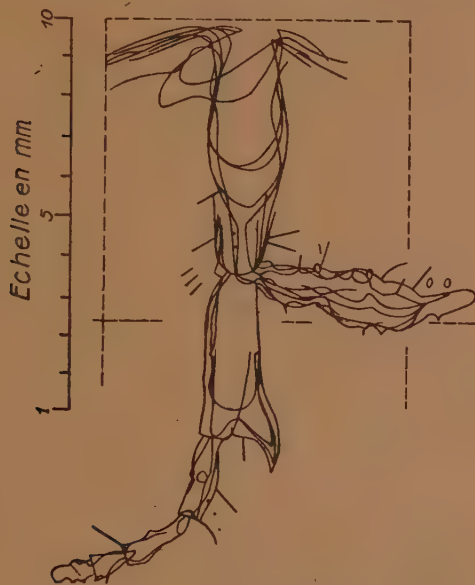


FIG. 2. — Projection des différentes sections de la structure sur un même plan.

base un talon mince en forme de crochet mousse, long de 1,5 mm, et faisant avec le corps de l'article un angle aigu de 50° environ (fig. 3, a) ;

à l'extrémité distale s'élève une longue crête arrondie. Le deuxième article, également large, mais plus court que le précédent (4 mm), se prolonge distalement par un crochet épais et aigu (fig. 3, d). Le troisième et le quatrième article, longs d'environ 2 mm, présentent un renflement médian. Le cinquième article plus court (1,5 mm env.)

est nettement conique. Le sixième et le septième semblent très brefs (0,6 à 0,7).

De fines épines s'observent çà et là, en particulier à l'extrémité distale des différents articles.

b) *Branche latérale*. — Elle est manifestement déplacée de sa position normale (comparer les fig. 3 et 5), mais elle s'articule certainement à l'extrémité distale du premier article de la branche principale sur un renflement de ce dernier (fig. 1, G). Cette branche apparaît formée de 4 articles mal individualisés (fig. 1, G, H, I, J), à savoir :

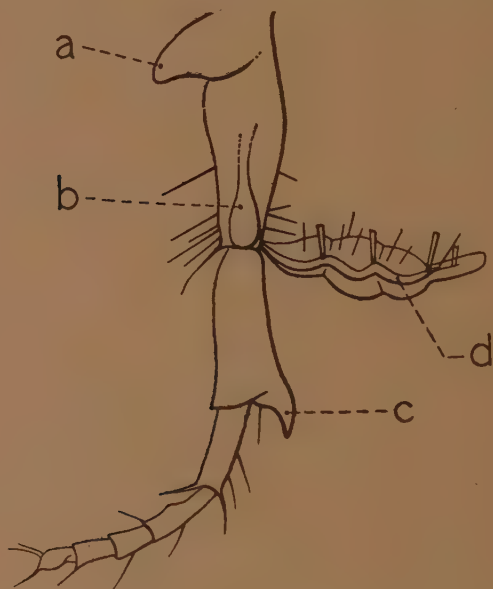


FIG. 3. — Restitution de la structure dans l'espace.
a, talon ; b, bosse ; e, éperon ; c, bordure mince ondulée.

3 articles proximaux épais, à section elliptique (le grand axe de l'ellipse étant voisin de 1,5 mm), et un article distal plus aplati. On observe en outre, au bord postérieur des trois premiers articles, une bordure mince et ondulée dont chaque ondulation correspond à l'un des articles (fig. 1, E et fig. 3, d).

c) *Frange de la branche latérale*. — Des traces de lamelles s'observent au voisinage immédiat de la bordure amincie des trois articles proximaux (fig. 1, E) sous forme de quatre petites structures elliptiques.

La fig. 4 représente la structure pectiniforme mentionnée plus haut. La longueur observable des lamelles, qui semblent par ailleurs assez

épaisses, est de 1,75 mm environ, mais elle devait être légèrement supérieure.



FIG. 4. — Structure pectiniforme
(frange probable d'une branche latérale d'appendice).

Comparaison avec les autres appendices connus de Trilobites. — La fig. 5 offre un essai de reconstitution de l'appendice complet d'*Asaphus cornutus*. La branche latérale a été ramenée à la position qu'elle occupe normalement dans tous les appendices bien connus de Trilobites, c'est-à-dire allongée contre le côté dorsal de la branche principale.

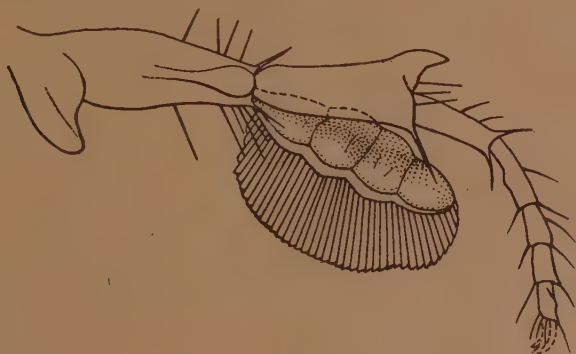


FIG. 5. — Reconstitution de l'appendice complet d'*Asaphus cornutus* PANDER.

1) *Comparaison avec l'appendice d'Isotelus.* — Le seul appendice décrit d'Asaphidé est celui du genre *Isotelus* [1]. On n'en connaît d'ailleurs que la branche principale. L'excellente photographie que nous donne Raymond [1, pl. X, fig. 2] de la face ventrale d'*Isotelus latus*, montre, dans cette espèce comme chez *Asaphus*, un grand développement du premier article ; une longue cassure observable à l'extrémité proximale (fig. 6, c) semble représenter un talon brisé ; une bosse trapue à l'extrémité distale (fig. 6, r) cor-

respond sans doute à la crête (b, fig. 3) d'*Asaphus*. En somme le premier article de la branche principale est très comparable dans les deux genres. Par contre, le deuxième article d'*Isotelus* est



FIG. 6. — Branche principale d'un appendice thoracique d'*Isotelus latus* RAYM (dessiné d'après la photographie de Raymond).

dépourvu d'éperon et sa longueur est relativement plus faible que chez *Asaphus*. Les autres articles sont d'un type banal.

2) *Comparaison avec les appendices d'autres genres.* — Bien

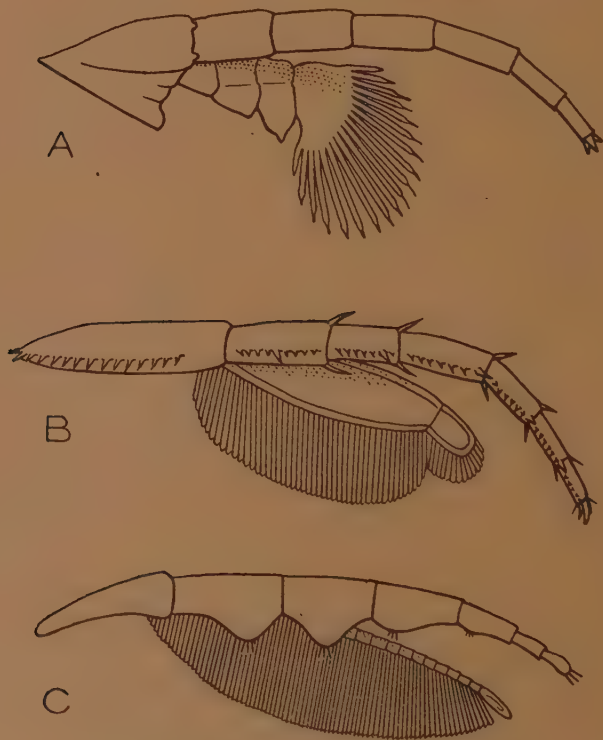


FIG. 7. — Reconstitutions semi-schématiques d'appendices thoraciques de Trilobites.

- A. *Ceraurus pleurexanthemus* GREEN (Ordovicien) d'après Störmer ;
- B. *Neolenus serratus* ROMINGER (Cambrien) ;
- C. *Triarthrus Becki* GREEN (Ordovicien) ;
- B et C d'après les photos, dessins et données de Walcott et Raymond.

qu'observés dans treize genres, les appendices des Trilobites ne sont connus de façon satisfaisante que dans les genres *Neolenus*, *Calymene*, *Ceraurus*, *Triarthrus* et *Cryptolithus* (*Trinucleus*). On a représenté, sur la fig. 7, les trois types principaux qui diffèrent à la fois par leur branche principale et par leur branche latérale. En ce qui concerne la branche principale, *Asaphus* se rapprocherait assez de *Ceraurus* par le talon du premier article, mais il se différencie de tous les types connus par son deuxième article long, trapu et pourvu d'un éperon. La branche latérale présente des rapports plus complexes : elle offre une ressemblance certaine avec celle de *Neolenus* par la forme générale de son axe segmenté, par son lobe distal différencié et par l'existence d'une bordure portant la frange. Mais la segmentation de l'axe semble inexistante chez *Neolenus* [1] tandis qu'elle est assez prononcée chez *Asaphus*. A ce point de vue, *Asaphus* serait plutôt à rapprocher de *Ceraurus* où la branche latérale est également large et quadrisegmentée, et serait très différent de *Triarthrus*, *Cryptolithus* et *Calymene* où l'axe est mince et richement articulé.

Remarque sur l'articulation de la branche latérale avec la branche principale. — Chez *Asaphus cornutus*, la branche latérale s'articule manifestement à la limite du premier et du deuxième article de la branche principale (fig. 1, G, H, I, J). Mais il semble qu'elle a un contact plus large avec le premier article (fig. 1, G). Ce schéma est conforme à celui qui a été donné par Raymond [1] et Walcott [4]. Pour ces deux auteurs, cependant, le contact serait plus large avec le deuxième article.

Störmer [2, 3], dans des publications récentes, admet au contraire que, d'une façon générale, et en particulier dans les genres *Neolenus* et *Triarthrus* étudiés par Walcott et Raymond, l'articulation de la branche latérale se fait, non pas à la limite du premier et du deuxième article de la branche principale, mais en un point encore plus proximal, sur un petit article (*præcoxa*) précédent le premier article et non identifié auparavant.

Dans la mesure où la structure décrite ici représente bien un appendice, ce qui nous semble hors de doute, *il faudrait admettre pour les appendices des Trilobites des variations importantes portant non seulement sur la forme et la segmentation des deux branches, mais également sur leurs positions réciproques.*

BIBLIOGRAPHIE

1. P. E. RAYMOND. — The appendages, and Relationships of Trilobites. *Mem. Connecticut Ac. Arts Sci.*, VII, 1920.

2. L. STÖRMER. — On the Relationship and Phylogeny of fossil and récent Arachnomorpha. *Vid. Ak. Oslo Skr., G. M.-N. Kl.* 1944, n° 5.
 3. L. STÖRMER. — Classe des Trilobites, in *Traité de Zoologie*, t. IV, Masson et C^{ie}, Paris, 1949.
 4. C. D. WALCOTT. — Notes on Structure of Neolenus, *Smith. Misc. Coll.*, vol 67, n° 7, 1921.
-

L'ÉTIREMENT DES ROCHES ET LA SCHISTOSITÉ

PAR P. Fourmarier ¹.

Sommaire. — Le développement de la schistosité (schistosité de flux) est accompagné d'un étirement de la matière, qui peut être assez important pour que le feuilletage des schistes se dispose parallèlement à la stratification. Il est décrit un certain nombre de faits permettant d'établir la genèse réelle d'un tel feuilletage. Les zones dites des « racines » dans les pays de nappes paraissent favorables à son développement. —

Le développement de la schistosité ² dans les terrains sédimentaires ne va pas sans un étirement des roches qui en sont affectées. Cette particularité est mise en évidence par la disposition même des éléments constitutifs, dont l'allongement est parallèle au feuilletage, par la déformation des fossiles, par la production d'un halo d'étirement autour des porphyroblastes ou de grains plus volumineux que leurs voisins, par l'aspect luisant des feuillets de clivage, par la disposition du longrain, souvent très apparent sur la surface de ces feuillets.

L'allure chiffonnée que présentent des bancs minces plus siliceux ou plus calcaires disposés perpendiculairement au clivage des schistes encaissants, sont l'indice que le clivage résulte d'un écrasement sous l'action d'un effort orienté normalement à la schistosité.

Le comportement des diaclases dans les terrains où le clivage s'est développé apporte d'autres preuves en faveur de l'étirement des roches. En diverses régions plissées, j'ai observé que ces joints, formés très tôt dans l'évolution des terrains, ont été déformés lors de la production du clivage et que les blocs qu'ils

1. Note présentée à la séance du 19 décembre 1949.

2. Je rappelle que je prends toujours le terme de la « schistosité » dans un sens relativement restreint, à l'exemple de nombreux auteurs et notamment E. HAUG, qui employait ce terme pour désigner : « cette division des roches en feuillets minces suivant des plans ne coïncidant pas avec les plans de stratification... »

Il convient, comme on sait, de faire la distinction entre schistosité de fracture et schistosité de flux ; la première consiste en un débitage en feuillets parallèles dont la matière n'a pas subi de déformation sensible ; dans la schistosité de flux, au contraire, il se produit un arrangement nouveau des particules minérales suivant l'orientation des feuillets.

séparent ont été déplacés, en conformité avec un allongement des bancs encaissants¹.

L'ouverture des diaclases, du fait d'un tel déplacement, crée des vides où peut se faire une minéralisation²; les veines ainsi formées sont d'autant plus ouvertes que leur orientation se rapproche davantage de la normale au longrain. C'est là un moyen d'estimer de façon approximative, comme à l'aide des halos d'étiement, la valeur de l'étiement; par ce procédé j'ai pu, dans les Alpes, évaluer à plus de dix pour cent, l'allongement probable dans certains bancs³.

Le boudinage, dont la notion est maintenant classique, est aussi une conséquence de tels efforts.

Le développement de la schistosité répond, par conséquent, à un allongement des bancs qui en sont affectés, et par conséquent à une diminution de leur épaisseur originelle. Cet allongement résulte d'un écrasement de la matière à l'intervention d'un effort orienté normalement à l'allure générale de la schistosité; comme je l'ai prouvé par des observations faites dans diverses chaînes plissées, la charge statique joue un rôle prépondérant dans la production du clivage schisteux; sans elle, les efforts géodynamiques, même s'ils donnent naissance à des plis serrés, sont pratiquement sans effet, car ils ne peuvent alors produire un écrasement suffisant de la matière.

Bien que la schistosité soit habituellement oblique aux strates, elle leur devient parallèle dans les plis très serrés et notamment dans les plis isoclinaux; pour de tels plis, le plan axial et les flancs sont parallèles; la schistosité, qui suit l'allure du plan axial, est forcément disposée suivant la stratification. Toutefois, dans la charnière des plis, elle redevient oblique parce qu'elle garde une allure constante tandis que les couches s'infléchissent pour se continuer d'un flanc à l'autre.

Il ne semble pas, cependant, que la présence de nombreux plis isoclinaux, serrés les uns contre les autres, soit une condition indispensable pour que les schistes prennent un feuilletage parallèle à la stratification, même si les conditions de charge et d'ef-

1. P. FOURMARIER. Un exemple typique des diaclases remaniées par le développement de la schistosité. *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. LIX, *Bull.*, p. 206, 1936. — A propos de la déformation des bancs diaclasés par le développement de la schistosité. *Ibid.*, t. LXII, *Bull.*, p. 406, 1938-39. — Essai sur la distribution, l'allure et la genèse du clivage schisteux dans les Appalaches. *Ibid.*, t. LX, *Mém.*, p. 69, 1936.

2. Sur quelques particularités de la schistosité. *Ibid.*, t. LXXI, *Bull.*, p. 79, 1948.

3. A cette estimation, il conviendrait d'ajouter l'allongement propre de la matière du banc; c'est là une chose difficile à réaliser.

forts géodynamiques étaient réalisées pour permettre le développement de la schistosité normale. Il suffit que l'étirement ait pu être suffisant ; un tel feuilletage parallèle aux strates est alors un cas particulier de la schistosité. Il n'empêche que le géologue peut éprouver quelque hésitation sur le terrain ; c'est pourquoi je désire signaler certains faits que j'ai observés dans les Alpes de la Suisse, notamment au S de Loèche-les-Bains.

Le Lias, appartenant à la couverture autochtone du massif de l'Aar, affleure largement le long de la route de Loèche ; il est formé principalement de schistes noirs, avec intercalations de niveaux gréseux et de bancs calcaires. Les schistes se feuilletent parallèlement à la stratification ; ils montrent des traces très nettes d'un fort étirement, et ce fait est confirmé par la présence de halos d'étirement autour de cubes de pyrite, et par la disposition des veines dans les bancs de grès ou de calcaire.

Un banc calcaireux intercalé dans ces schistes m'a fourni la démonstration évidente de ce que le feuilletage parallèle n'est que l'exagération de la schistosité. Ce banc, qui à l'origine

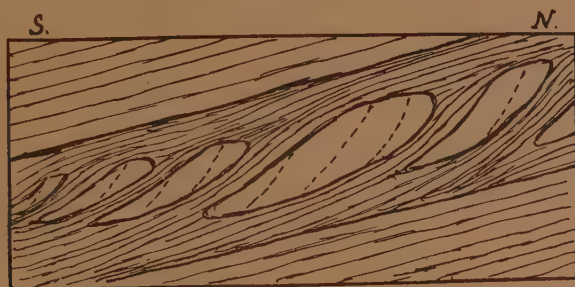


FIG. 1. — Banc à lentilles calcaires (en blanc), emballées dans une pâte schisteuse, . lentilles dont l'axe est oblique au feuilletage des bancs encaissants.

devait être continu, se montre actuellement formé de lentilles calcaires dont le grand axe est incliné sur la stratification ; ces lentilles sont séparées les unes des autres par du schiste, dont les feuillets s'incurvent de façon à emballer réellement chacune de ces lentilles (fig. 1). Dans les bancs voisins, le feuilletage est, au contraire, parallèle à la stratification.

L'explication de cette particularité est aisée si l'on veut bien se reporter à une disposition que j'ai décrite antérieurement ¹. Dans un banc calcaire intercalé entre des schistes affectés par un clivage oblique, les diaclases qui, à l'origine, sont normales à la

1. P. FOURMARIER. *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. LIX, *Bull.*, p. 206, 1936 et t. LX, *Mém.*, p. 69, 1936.

stratification, s'inclinent pour se rapprocher davantage de l'allure du clivage schisteux ; en même temps, les blocs qu'elles séparent se déplacent les uns par rapport aux autres pour prendre une disposition en gradins. Si l'effort s'accuse davantage, ces blocs eux-mêmes se déforment et tendent à prendre une allure lenticulaire dont le grand axe est disposé à peu près suivant l'inclinaison du clivage des bancs voisins. Par l'exagération progressive des efforts, les blocs s'écartent les uns des autres, en même temps qu'ils s'étirent davantage ; la pâte schisteuse s'introduit entre eux et ses feuillets en épousent la forme. C'est ce que l'on voit parfaitement dans le banc représenté à la fig. 1 ; au contact des bancs qui l'encadrent, les feuillets schisteux du banc à lentilles calcaires s'infléchissent, d'ailleurs pour se disposer parallèlement au feuilletage des schistes encaissants.

Pour achever la description de cette disposition particulière, je signalerai encore qu'à l'intérieur des lentilles calcaires, il existe des joints marqués en pointillé à la figure ; ce sont des diaclases dont l'allure originelle a été modifiée, mais suivant lesquelles il ne s'est pas produit d'arrachement de la matière.

En confirmation de ce qui précède, j'ai observé, en un autre point de la même coupe, des bancs alternants de schiste fin et de schiste plus calcaireux inclinant au S de 45° ; les premiers sont affectés par un feuilletage parallèle aux strates, comme l'ensemble de la formation, tandis que les autres se débitent en feuillets épais, obliques à la stratification comme un clivage normal ; toutefois, ces feuillets s'incurvent au contact des bancs voisins pour se disposer parallèlement au feuilletage de ceux-ci ; c'est l'application d'une règle bien connue dans le développement de la schistosité.

Un autre niveau dans ces mêmes schistes liasiques est caractérisé par la présence de nodules calcaires, dont le grand axe est orienté un peu obliquement à la stratification. C'est, encore une fois, une disposition fréquente dans des formations de cette nature, lorsque celles-ci sont affectées par le clivage schisteux. On y verra la preuve que la schistosité a pris naissance suivant les règles normales, puis qu'elle s'est changée en feuilletage parallèle, au moins dans les bancs les plus déformables, les plus plastiques, par une accentuation des efforts d'étirement.

Pour mettre en évidence le rôle joué en l'occurrence par la plasticité relative des roches, je citerai encore un fait observé dans la même coupe de Loèche : Dans un banc de grès grossier inclinant au S de 30° environ, j'ai noté la présence d'un clivage grossier subvertical. Dans les conditions normales où se produit

le clivage oblique, de telles roches ne sont pas affectées sauf parfois dans des charnières ; mais dans les conditions où se sont trouvées les roches du Lias de Loèche, les bancs schisteux ont été laminés parallèlement aux strates et les bancs de grès ont été, par endroits, découpés en feuillets grossiers qui rappellent la schistosité. C'est là un argument pour affirmer que les efforts géodynamiques ont conduit à un étirement marqué des bancs, au point que les grès ont pu se comporter comme le feraient des schistes grossiers dans des conditions plus normales de sollicitation.

Sur la rive droite du Rhône, en amont de Loèche, dans les schistes de même âge que ceux de Loèche-les-Bains, j'ai observé un petit pli serré présentant un abaissement d'axe très raide ; à l'endroit de la charnière, se voit une schistosité oblique très nette. Ce fait vient confirmer que les roches dont il s'agit sont bien dans les conditions voulues pour prendre le clivage.

J'ai fait des constatations analogues dans des terrains très différents des Alpes. C'est ainsi qu'au S de Sion (Valais), sur la rive gauche du Rhône, les roches houillères présentent la même particularité : de façon générale, les schistes sont très laminés, érasés, étirés et leur feuilletage est parallèle à la stratification ; par contre, dans des bancs de grès, j'ai noté par place une amorce de clivage oblique, inclinant de 40 à 50° au SE, alors que de telles roches, dans les conditions habituelles, ne sont pas clivées. C'est, encore une fois, une conséquence de l'étirement des couches sous un effort considérable d'écrasement, qui a modifié la façon dont réagissent les roches, et fait en sorte que les grès se sont comportés comme l'eussent fait des schistes sous un écrasement moindre. Ici, l'étirement est mis en évidence non seulement par l'aspect des schistes, mais encore par la disposition très apparente des éléments dans des bancs conglomératiques, dont les galets sont fortement étirés. Il est à noter qu'ici, l'étirement s'est opéré suivant l'horizontale comme le montre le sens d'allongement des galets, mais aussi la striation visible à la surface des bancs, qui correspond au longrain.

Je pourrais citer d'autres exemples encore : dans la zone dite des « racines », au col de la Forclaz près de Martigny, ainsi qu'au val Ferret, les roches de matériel alpin sont laminées à l'extrême et se débitent en feuillets parallèles à la stratification ; il en est de même au N de Sion où les roches appartenant à une zone similaire, et disposées aussi en bancs très redressés, sont fortement laminées et leur feuilletage coïncide avec la stratifica-

tion. Localement cependant, là, où pour quelque raison les roches ont été moins écrasées, où le laminage fut par conséquent moindre, on voit apparaître une schistosité oblique.

Dans la même région, le niveau dit des « schistes lustrés », riche en calcaire, présente les mêmes particularités, et il en est ainsi suivant la grande dépression du Rhône, aux environs de Viège par exemple. Par contre, dans d'autres régions des Alpes, notamment au S de Coire, ces roches sont affectées par une schistosité d'aspect normal, comme on l'observe dans les nombreux chiffonnages le long de la vallée de la Plessur, qui traverse la grande masse des schistes lustrés au S de la vallée du Rhin.

Dans la fenêtre de la Basse Engadine, j'ai fait des observations analogues : Dans la partie septentrionale de la fenêtre, les plis déversés des schistes lustrés sont affectés par une schistosité oblique très apparente ; au bord S de la fenêtre, par contre, les couches sont très redressées comme on le voit près de Scuol et de Tarasp et le feuilletage des schistes est parallèle à la stratification ; c'est seulement dans la charnière de plis aigus que se montre une schistosité oblique, parallèle au plan axial. Je pense qu'au voisinage du bord méridional de la fenêtre, le laminage et l'étirement ont été plus intenses, précisément là où l'inclinaison des strates est la plus forte. On ne manquera pas d'établir un parallèle entre cette observation et celle faite dans la zone des « racines » ou à son voisinage immédiat, où les couches sont souvent très redressées.

En conclusion, dans les Alpes suisses c'est dans les zones de très fort étirement, notamment dans les racines des nappes helvétiques ou ultra-helvétiques, et surtout là où la pente des couches est relativement forte, que la schistosité est remplacée par un feuilletage parallèle à la stratification. Il en est de même dans les schistes lustrés des Pennines, lorsque les strates présentent une forte inclinaison. J'ajouterai que l'étirement s'est fait tantôt suivant la pente des couches, tantôt suivant l'horizontale et cette dernière disposition est fréquente.

On sait que la diminution de puissance d'une série sédimentaire peut être le résultat d'un déficit de sédimentation ou d'un écrasement dû à des causes tectoniques. Le feuilletage ou la schistosité pourrait, dans certains cas tout au moins, permettre de choisir entre ces deux causes.

Au sujet des schistes lustrés, je dirai encore que, dans la région de Tiefenkastel, ils se débitent en feuillets parallèles à la stratification, mais ces feuillets sont eux-mêmes plissés et chiffonnés sans apparence de clivage dans les charnières. Peut-être faut-il

y voir l'influence d'une reprise des efforts dans des conditions d'équilibre différentes de celles qui existaient lors de l'étirement des roches conduisant à leur feuilletage parallèle aux strates, et ces nouveaux efforts auraient modifié l'allure originelle. Il n'est pas douteux que les feuillets ont glissé les uns par rapport aux autres, car j'ai observé, le long de la route de Lanzerheide à Tiefenkastel, que des veines de quartz ont été systématiquement déplacées suivant les joints correspondant au feuilletage de la roche.

J'ai désiré attirer sur cette question l'attention de mes collègues de France, car en parcourant récemment les terrains anciens du Limousin sous la direction de mon savant collègue Maurice Roques, de l'Université de Clermont-Ferrand, j'ai été frappé par certaines allures qui m'ont rappelé, jusqu'à un certain point, les faits observés dans les régions de « racines » des Alpes de la Suisse.

Dans la vallée de la Vézère, il est possible de voir toute la série des terrains depuis les phyllades paléozoïques utilisés pour ardoises, jusqu'aux gneiss supérieurs. Dans les micachistes comme dans les phyllades, dont les bancs sont très redressés, le débitage en feuillets s'opère parallèlement à la stratification ; cependant, les roches ont dû être fortement écrasées si l'on en juge par la striation (longrain) très marquée sur la surface des feuillets et par la présence de veines minéralisées, disposées perpendiculairement au longrain ; chose remarquable, l'étirement de la matière s'est fait suivant l'horizontale et non pas suivant la verticale, comme on pourrait le penser au premier abord.

Dans une intrusion granitique intercalée dans les micachistes, j'ai noté la même disposition : la masse semble avoir été étirée dans le sens horizontal et le mouvement est souligné par la disposition des filons de pegmatite, qui sont orientés normalement à la direction d'allongement.

On se trouve en présence d'une disposition systématique caractérisée par un étirement très apparent des roches dans le sens horizontal, étirement accompagné de fentes d'extension, lesquelles ont été minéralisées, ou remplies de pegmatite dans le cas du granite.

Je signale à mes collègues cette particularité que présentent les terrains anciens, plus ou moins métamorphisés, de la coupe de la Vézère, car il sera intéressant de chercher s'il n'y existe pas, du point de vue de l'évolution tectonique, des analogies avec certaines parties des Alpes où il est peut-être plus facile de comprendre la genèse de semblables déformations intimes de la matière.

CONTRIBUTION A L'ÉTUDE TECTONIQUE DE L'ANATOLIE CENTRALE (ASIE MINEURE CENTRALE)

PAR **E. Lahn**¹.

Sommaire. — Description de la zone intermédiaire de l'Anatolie centrale et étude tectonique montrant les complications des structures recouvrant l'espace entre les deux tronçons de la zone géosynclinale alpine.

INTRODUCTION.

Quand le géologue tectonicien « alpin » parle d'une « zone intermédiaire » séparant aile N et aile S du système orogénique alpin, il a ordinairement en vue une unité comme celle représentée par le bassin danubien (hongrois) séparant les Carpathes des Dinarides. Ensevelie sous une succession épaisse de dépôts marins jeunes (oligocènes et néogènes), ce type de zone intermédiaire a donné l'impression d'une masse uniforme, jusqu'à ce que les recherches géophysiques récentes eussent dévoilé des structures tectoniques assez compliquées. La vaste zone intermédiaire occupant le centre de l'Asie Mineure, par contre, n'a pas été envahie par la mer oligocène — néogène et ses structures, restées en partie dénudées, montrent les véritables complications existant dans une « zone intermédiaire » alpine.

DESCRIPTION.

La zone intermédiaire de l'Anatolie centrale s'intercalant entre les plis nord-anatoliens (aile alpine du système orogénique alpin) et ceux de l'Anatolie méridionale (aile dinaride) comprend les unités géologiques suivantes :

- 1) Massifs anciens,
- 2) Plis alpins pénétrant dans l'aire intermédiaire,
- 3) Couverture lacustre-continentale (Tertiaire-Quaternaire),
- 4) Régions volcaniques jeunes.

¹. Note présentée à la séance du 21 novembre 1949.

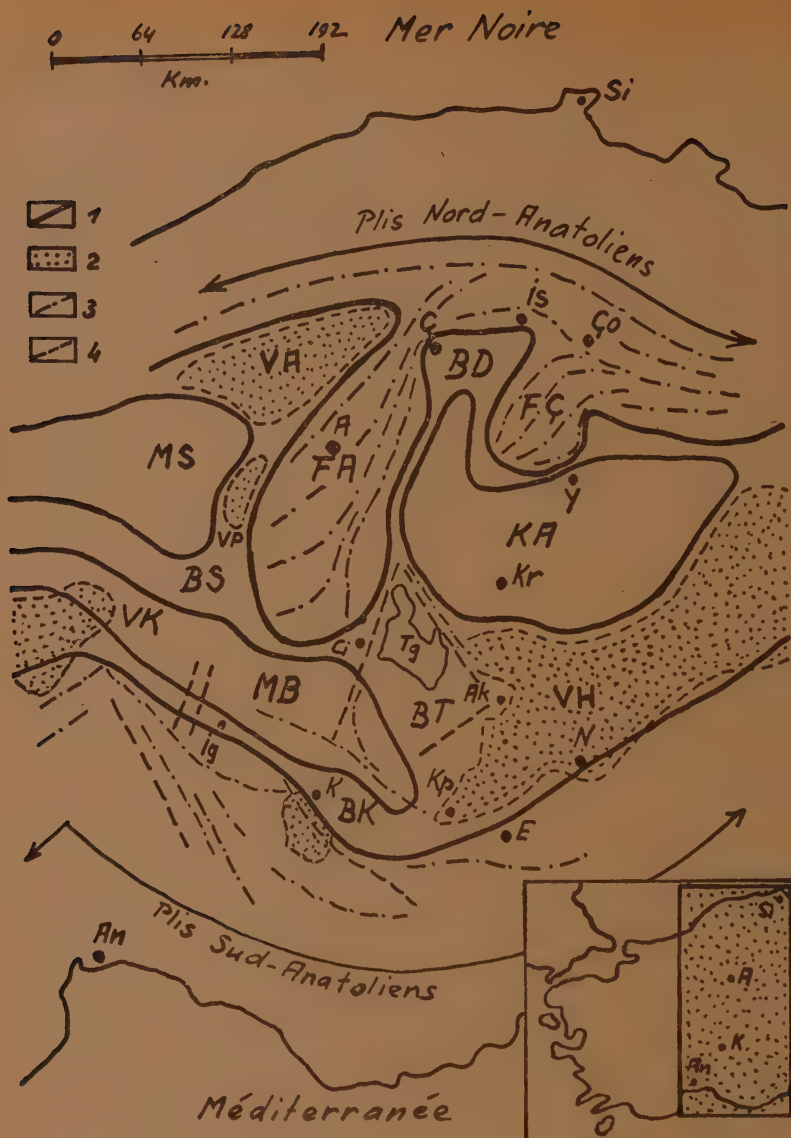


FIG. 1. — Croquis tectonique de l'Anatolie centrale.

Légende : 1 : Limites des unités tectoniques ; 2 : Zones volcaniques jeunes ; 3 : Axes de plis ; 4 : Dislocations importantes.

BD = Bassin du Kizilirmak moyen — Delice Irmak ; BK = Bassin de Konya ; BS = Bassin du Sakarya supérieur ; BT = Bassin du Tuz Gölü ; FA = Faisceau d'Ankara ; FC = Faisceau de Çorum-Yozgat ; KA = Massif de Kırşehir-Akdağmadeni ; MB = Massif des Boz Dağlar ; MS = Massif du Sakarya supérieur ; VA = Zone volcanique d'Ankara ; VH = Zone volc. du Hasan Dağı ; VK = Zone volc. de Karahisar ; VP = Zone volc. de Polatlı. — A = Ankara ; Ak = Aksaray ; An = Antalya ; Ci = Cihanbeyli ; Ç = Çankiri ; Co = Çorum ; E = Ereğli ; Ig = Ilgin ; Is = Iskilip ; K = Konya ; Kp = Karapınar ; Kr = Kırşehir ; N = Niğde ; Si = Sinop ; Tg Tuzgölü ; Y = Yozgat.

Massifs anciens. — Le *massif de Kirşehir* [1], en forme d'un croissant à pointes tournées vers le N, occupe la partie NE de notre zone intermédiaire. Il est constitué surtout par des diorites et des granites accompagnés d'une succession filonienne assez hétérogène ; des marbres de contact sont fréquents et des schistes cristallins affleurent surtout dans la partie NE du massif (secteur d'Akdağ). Ces roches, probablement paléozoïques, (quoique cette supposition ne soit point prouvée, le massif n'ayant pas été touché par des transgressions permettant de fixer son âge) sont partiellement recouvertes par des dépôts lutétiens marins très riches en fossiles et dont la base est formée de couches d'eau douce lignitifères accompagnées de venues basaltiques [1 et 12].

Le *massif du Haut-Sakarya*, dans le secteur NW de notre zone, possède également un noyau granitique (disparu presque entièrement sous le Néogène lacustre) entouré de marbres et de schistes pré-mésozoïques recouverts, en partie, de roches vertes et de calcaires non métamorphisés ressemblant aux calcaires mésozoïques du secteur alpin voisin.

Il faut supposer que des massifs analogues sont cachés aussi sous les grands plateaux et plaines constituant les parties S et SW de notre zone intermédiaire, tels que le plateau de Cihanbeyli, la plaine du Tuz Gölü, ainsi que les bassins du Konya, d'Akşehir et d'Afyonkarahisar.

Plis alpins. — Les *plis nord-anatoliens* entourent notre zone au Nord, sous forme d'un arc peu accusé dont le côté convexe est tourné vers la Mer Noire. Du bord S de ces plis se détachent des faisceaux de plis secondaires pénétrant dans la zone intermédiaire. Ainsi, le *faisceau d'Ankara* entre dans l'espace situé entre le massif de Kirşehir à l'E et celui du Haut-Sakarya à l'W. Axé, en général, NNE-SSW, ce faisceau se divise, au S, en deux branches, dont l'une se perd, en direction E-W, entre les contreforts méridionaux du massif du Haut-Sakarya, tandis que l'autre, recourbée vers le SE, se prolonge par une zone de flexures accompagnant le bord SE du massif de Kirşehir (= ligne de Koçhisar). Une élévation axiale composée de terrains paléozoïques (calcaires-marbres et grauweekes) divise ce faisceau en une partie NW, dont la succession stratigraphique comprend des terrains allant du Trias à l'Éocène et en une partie SE constituée seulement par des radiolarites, des roches vertes et des terrains néo-crétacés-éocènes à faciès flysch. Le prolongement SE de ce faisceau, la *ligne de Koçhisar* est caractérisée par

quelques affleurements isolés (apparaissant sous la couverture oligocène) de calcaires à Hippurites et de grès à Nummulites, seuls affleurements de ce genre dans la partie centrale de l'Anatolie [5, 12 et 16].

Un autre faisceau, celui de *Çorum-Yozgat* occupant l'espace laissé par les deux branches du massif de Kirşehir montre un noyau de roches vertes, de radiolarites et de calcaires crétaciques entourés d'une large ceinture de flysch éocène.

Dans le S, notre zone intermédiaire est limitée par la grande guirlande du Toros central faisant partie des *plis sud-anatoliens*. Cette limite va d'Afyonkarahisar à l'W jusqu'à Niğde à l'E, en passant par Akşehir et Konya. Entre cette dernière ville et Niğde, une zone de plis secondaires (comprenant les Boz Dağlar et les Emir Dağlari) se détache du Toros (secteur du Bolkar Dağ) et continue, en direction NW, parallèlement au bord intérieur du Toros. Vers l'W, au delà d'Afyonkarahisar, cette zone se prolonge dans les *plis de Kütahya* faisant déjà partie des plis intermédiaires égéens. Une branche latérale de la zone des Boz Dağlar s'avance vers le N dans l'espace situé entre les massifs dont l'existence est supposée au-dessous de la plaine du Tuz Gölü et du plateau de Cihanbeyli.

La plus grande partie de la zone des Boz Dağlar-Emir Dağlari est constituée par des marbres permocarbonifères ; des roches vertes apparaissent au S de Cihanbeyli et des roches cristallines accompagnées de granites sont développées dans le secteur des Emir Dağlari, où des calcaires non métamorphisés sans fossiles et des calcaires à Nummulites existent également. Cette zone est donc caractérisée par la prédominance de terrains paléozoïques comparables à ceux des noyaux anciens du Toros, mais le Mésozoïque si richement développé de ce dernier fait défaut dans les Boz Dağlar-Emir Dağlari.

Couverture jeune. — Les massifs anciens et les éléments plissés de la zone intermédiaire sont en partie recouverts d'une succession de dépôts lacustres-continentsaux comprenant :

1) des grès et conglomérats bigarrés suivis de marnes blanches gypsifères attribués à l'*Oligocène* ; passant parfois, vers le sommet, à des calcaires lacustres [12] ;

2) une épaisse succession monotone de calcaires et de marnes d'eau douce renfermant une faune tout à fait moderne et représentant soit le *Miocène supérieur*, soit le *Pliocène* ; développés surtout dans les bassins de Konya et du Tuz Gölü, ainsi que sur le plateau de Cihanbeyli, ces dépôts passent, vers l'E, à des tufs formant la base du massif volcanique du Hasan Dağı mentionné ci-dessous [8 et 12] ;

3) des grès et conglomérats à intercalations volcaniques probablement *sarmatiens*¹, couronnés de marnes claires riches en gypse observées seulement dans le secteur NW de notre zone ainsi que

4) des sables et marnes déposés dans des lacs *quaternaires* (à faunes d'eau douce trahissant une légère influence saumâtre) ayant occupé les bassins de Konya et d'Akşehir [11].

Régions volcaniques jeunes. — Des venues volcaniques plus ou moins étendues garnissent les bords de la zone intermédiaire de l'Anatolie centrale, dont voici les plus importantes :

1) *Hasan Dağı-Erciyeş Dağı* (de bas en haut : rhyolites, andésites, trachytes, basaltes et rhyolites) [2, 5, 9] ;

2) *Konya-Karaman* (andésites-dacites) [9] ;

3) *Afyonkarahisar-Emir Dağları* (andésites, dacites, trachytes et — rarement — basaltes) [5, 16] ;

4) *Kütahya-Eskişehir* (surtout andésites [5, 16] ;

5) *Polatlı* (basaltes) [12] ;

6) *Ankara* (de bas en haut : rhyolites, andésites-dacites, basaltes) [5, 10] ;

7) *Akdağ* (andésites, basaltes).

L'activité volcanique a débuté à l'Oligocène, s'est développée au Miocène et a continué (dans quelques-unes de ces zones volcaniques) jusqu'au Quaternaire. Par rapport à l'activité volcanique si intense le long des bords de notre zone intermédiaire, les éruptions étaient rares à l'intérieur de cette zone : on n'y connaît que les andésites du Karaca Dağ [16] et les dacites du Tersishan Gölü (au N et au S de Cihanbeyli respectivement) [15]. Les venues du Karaca Dağ sont en relation avec des failles intéressant le bâti du faisceau d'Ankara, tandis que le centre d'éruptions du Tersishan Gölü est placé sur la faille marginale W du bassin du Tuz Gölü.

TECTONIQUE.

A la différence des zones plissées limitant la zone intermédiaire de l'Anatolie centrale au N et S [3 et 4], zones où dominent les mouvements horizontaux, de tels mouvements ne s'observent que rarement dans la zone intermédiaire et uniquement dans les secteurs marginaux de celle-ci. Ainsi, le Néocrétacé (à l'E de Çankiri) et le Lutétien (à l'W de Çorum) des plis nord-anatoliens chevauchent par place l'Oligocène de la zone intermédiaire.

1. Ces grès renferment une faune à *Hipparion gracile* DE CHRISTOL [14] caractérisant, en Turquie, les dépôts sarmatiens [15].

De tels chevauchements existent aussi dans le faisceau d'Ankara (roches vertes mésozoïques sur flysch paléocène et permo-carbonifère sur serpentine et radiolarite mésozoïques [5, 12]. Toutes ces poussées ont une direction NS, c'est-à-dire des plis principaux vers la zone intermédiaire.

Mais, en général, le bâti de la zone intermédiaire doit sa configuration actuelle aux mouvements cratogéniques verticaux. Les contours déchiquetés du faisceau d'Ankara ou le morcellement de la zone des Boz Dağlar-Emir Dağları sont déterminés par des failles de toute sorte. Ces déformations se montrent surtout sur les bords des massifs et bassins. Certains accidents n'affectent que la partie inférieure de l'Oligocène sans s'étendre à la partie supérieure de cette formation ; d'autres sont recoupés par les calcaires lacustres néogènes. Dans les bassins de Konya, d'Akşehir et du Tuz Gölü enfin, on peut observer des failles assez importantes, atteignant 40 km (Tuz Gölü) avec un rejet vertical de 400 m (Konya), séparant le Néogène supérieur du Quaternaire et des alluvions anciennes [11].

On peut donc reconnaître en Anatolie centrale le dispositif suivant : le soubassement de cette zone est formé de massifs rigides, dont deux, ceux de Kirşehir et du Haut-Sakarya, sont visibles, tandis que d'autres peuvent être supposés exister sous la couverture récente. Les zones moins rigides situées entre ces massifs ont évolué de différentes manières. Quelques-unes d'entre elles sont occupées par des plis secondaires se détachant des tronçons alpins limitant l'Anatolie centrale au N et au S et pénétrant dans la zone intermédiaire, comme les faisceaux de Çorum — Yozgat et d'Ankara, ainsi que la zone des Boz Dağlar-Emir Dağları. Dans d'autres cas, des systèmes de flexures et de failles entourent les massifs. La ligne de Koçhisar, une zone de flexures et de failles accompagnant le bord SW du massif de Kirşehir, sont de beaux exemples d'une telle structure. Au cours des mouvements survenus dans cette zone, la mer néo-crétacée a pu y pénétrer et déposer des calcaires à Hippurites au milieu de l'Anatolie centrale, non envahie, en général, par les transgressions mésozoïques.

Ainsi, un véritable réseau de structures secondaires correspondant à des zones souples situées entre les massifs rigides, recouvre l'espace s'étendant entre les deux tronçons principaux de la zone géosynclinale alpine. Orientées suivant des directions diverses (selon les contours des massifs), ces structures semblent passer d'une aile du système alpin à l'autre, se prêtant ainsi à des interprétations tectoniques assez contradictoires [1, 6]. Ce réseau

d'accidents cratogéniques a donné naissance aussi à de nombreuses sources thermales ou minéralisées ; il est encore en relation avec l'activité sismique de l'Anatolie centrale (épicerentre d'Ilgin au NW de Konya et de Kirsehir au SE d'Ankara).

Aucune ligne de démarcation nette ne sépare la zone intermédiaire de l'Anatolie centrale des tronçons alpins au N et au S. Des plis sortant de ces tronçons se prolongent dans l'aire intermédiaire. De l'autre côté, des systèmes de failles pénètrent de la zone intermédiaire dans les plis alpins, où elles ont provoqué l'affaissement de cuvettes et de bassins (non indiqués sur la carte tectonique annexée au présent article). Sur les bords N et S de la zone intermédiaire, se dessinent des arrière-fosses caractérisées par la prédominance du flysch et des roches vertes (accompagnées de radiolarites) par rapport aux autres éléments stratigraphiques des tronçons alpins. On peut donc parler de « régions de passage » entre les Taurides et les Anatolides (parties intérieures des plis sud-anatoliens et nord-anatoliens respectivement) d'un côté, et la zone intermédiaire de l'Anatolie centrale, de l'autre. C'est aussi la raison pour laquelle, dans une récente étude tectonique de l'Anatolie [6], ces régions de passage ont été séparées, respectivement, des Taurides et des Anatolides sous la désignation « Içilides » et « Ortaïlides ».

BIBLIOGRAPHIE

1. ARNI (P.). — Tektonische Grundzüge Ostanatoliens und benachbarter Gebiete. *M. T. A.*, Ser. B, n° 4, Ankara, 1939.
2. BLUMENTHAL (M.). — Der Erdschias Dagh. *Die Alpen*, 3, Bern, 1938.
3. — Schichtfolge und Bau der Torosketten im Hinterland von Bozkir. *Istanbul Univ. Fen Fak. Mecm.*, IX B, 2, Istanbul, 1945.
4. — Géologie des montagnes de la transversale d'Eskipazar. *M. T. A. Mecm.*, 3/24 — 4/25, Ankara, 1940.
5. CHAPUT (E.). — Voyages d'études géol. et géomorphologiques en Turquie. Paris, 1936.
6. EGERAN (N.). — Tectonique de la Turquie et relations entre les unités tectoniques et les gîtes métallifères de la Turquie. Nancy, 1947.
7. EGERAN (N.) et LAHN (E.). — Türkiye Jeolojisi. Ankara, 1948.
8. LAHN (E.). — Les phénomènes de karst dans la région de Konya. *M. T. A. Mecm.*, 4/21, Ankara, 1940.
9. — Konya Aksaray volkanik arazisi. *Ibid.*, 1/22, Ankara, 1941.
10. — Le volcanisme néogène et quaternaire en Anatolie. *Türk Coğr. Dergisi*, 3-7-8, Ankara, 1945.
11. — Les dépôts pliocènes et quaternaires de la région de Burdur-Konya. *Ist. Univ. Fen Fak. Mecm.*, B, XI, 2, Istanbul, 1946.

12. LAHN (E.). — On the geology of Central Anatolia. *Türkiye Jeol. Kur. Bül.*, 1/3, Ankara, 1948.
 13. LEUCHS (K.). — Beiträge zur Tertiaergliederung in Inneranatolien. *Zt. Deutsche Geol. Ges.*, 11, Berlin, 1939.
 14. PAMIR (H. N.). et SAYAR (A. M.). — Une faune de Vertébrés miocènes près d'Istanbul. *C. R. somm. S. G. F.*, 1933, p. 64.
 15. SALOMON-CALVI (W.) et KLEINSORGE (H.). — Geologische und chemische Beobachtungen über türkische Mineralquellen. *Türk Hiz. ve Tecr. Biyol. Mecm.*, 1/3, Ankara, 1940.
 16. Carte géologique de la Turquie au 1/800.000°. *M. T. A. Enst.*, Ankara, 1941, 46.
-

SUR LE QUATERNAIRE DES ENVIRONS DE CASABLANCA

PAR G. Lecointre¹.

Sommaire. — Deux faunes marines dans le Quaternaire ancien : la plus ancienne à Mollusques chilo-péruviens, alt. 70-100 m ; une plus récente, nordique, à Littorines et *Purpura lapillus*, alt. 20 m env. Un épisode continental important sépare cette dernière d'une transgression tyrrhénienne à *Purpura haemastoma*, rivage à 30 m.

J'ai eu jadis la chance, grâce aux carrières ouvertes à l'époque, de pouvoir établir une première discrimination entre les terrains des environs de Casablanca (1918) [15-16].

J'y distinguais une période ancienne, atteignant de hauts niveaux, caractérisée par une faune de Mollusques méridionaux à affinités chilo-péruviennes, suivie d'une autre ne dépassant guère 30 m en altitude, caractérisée par la disparition des éléments chilo-péruviens et l'arrivée en abondance de *Purpura haemastoma* et *Patella Safiana* ; ceci sans parler des plus bas niveaux.

Après avoir confronté ces faits [17, p. 83] avec la disposition en étages résultant de la théorie eustatique, je concluais néanmoins [17, p. 89] : « Nous n'avons pas le droit, avant de les avoir suivies pas à pas, tout le long de la côte atlantique du Maroc, de supposer l'existence de lignes de rivage à une altitude déterminée pour une époque donnée, et encore moins de les raccorder à celles de la Méditerranée, d'altitude relative équivalente ou à peu près. » Ceci, bien que Depéret en 1922, dans son « Essai de coordination chronologique générale des temps quaternaires », eut essayé laborieusement de faire cadrer ces observations dans son système [10].

La conception du Maître a influencé considérablement les travaux subséquents et elle est encore défendue à l'heure actuelle par G. Choubert et M. Gigout.

Cependant, Joleaud en 1926 [14] faisait remarquer que : tant en altitude (70 m) que plus bas (20-30 m) les gisements à faune « chilo-péruvienne » témoignaient d'une proximité absolue du rivage et sug-

¹. Note présentée à la séance du 19 décembre 1949.

gérât que seule, une déformation tectonique survenue postérieurement à leur dépôt pouvait expliquer leur position.

J. Bourcart (1943) [5], de son côté, combat vivement le principe de fixité des niveaux, est convaincu de l'existence de déformations survenues après le dépôt d'au moins une partie du Quaternaire, mais il défend la cause de l'unité du Quaternaire ancien (grès de Rabat), opinion sur laquelle il semble avoir quelque répugnance à revenir [6, 7]. D'autre part, il a fait observer que, pour raccorder en théorie eustatique la plage haute de Sidi Messaoud-Carrière Aéroport à une plage contemporaine plus basse : Carrière Racine = Sous Anfa et Si Abd er Rahmane, couches M à O, il fallait admettre une pente telle que les sédiments arénacés ne pussent s'y maintenir, la pente limite connue étant de 6 %.

En ce qui concerne la préhistoire, on savait déjà, depuis Gentil (1909) [12], que la plate-forme d'El Hank supportait des outils en quartzite de facture ancienne (chelléenne), il restait à les découvrir en place, et c'est ce que fit M. Antoine (1930) [1] dans la carrière Martin.

Nous renvoyons à son ouvrage et à la description que donnent de la même carrière Neuville et Rühlmann et je rappellerai seulement la conclusion qui en découle : des couches à *Purpura haemastoma* (Tyrhénien) atteignant environ 30 m comme ligne de rivage, contiennent des outils de facture acheuléenne et même chelléenne. Ces derniers sont roulés et parfois réutilisés¹.

En 1941, Neuville et Rühlmann publiaient [22] un ouvrage abondamment illustré décrivant avec une grande précision les gisements ouverts à l'époque et notamment la carrière de Sidi Abd er Rahmane où plusieurs types d'industries préhistoriques se trouvaient indiscutablement en place parmi les terrains quaternaires.

Enfin, grâce à une mission dont j'ai été chargé au printemps 1948 par l'Institut scientifique chérifien et le Service géologique du Maroc, j'ai pu camper plusieurs jours à Sidi Abd er Rahmane et y faire de belles récoltes de fossiles, facilitées par l'exploitation intensive qui se poursuit à proximité de la station préhistorique. Celle-ci est heureusement classée !

A ces matériaux et à ceux récoltés jadis par M. Neuville et qu'il m'a très obligeamment envoyés de Jérusalem, j'ai pu joindre de nombreux échantillons prêtés par le regretté Rühlmann, quelques jours avant sa mort. J'ai étudié ces échantillons au Laboratoire de Malacologie du Muséum, grâce à la bienveillante hospitalité de M. le professeur E. Fischer-Piette, qui a bien voulu m'assister de ses conseils.

1. Dans un ouvrage récent (1938), M. ANTOINE considère toute cette industrie comme acheuléenne, les outils d'aspect plus primitif ne seraient que des ébauches [2].

STRATIGRAPHIE.

Je figure ci-contre la coupe de la carrière Si A. e. R., inspirée, pour la plus grande partie, de celle publiée par Neuville et Rühlmann avec une nouvelle légende, que je vais commenter tout en conservant les mêmes lettres qu'eux pour désigner les couches.

La couche inférieure Q représente du Crétacé identique à celui de l'Oued el Hassar et la couche P qui la surmonte n'en est que la surface altérée. Il n'est pas impossible qu'un témoin de marne miocène ait pu être rencontré à un moment de l'exploitation de la carrière, en tout cas, on n'en voyait pas trace en 1948. Quant au fossile invoqué à l'appui : *Oxyrhina*, je ferai remarquer que ce genre débute avec le Mésocrétacé.

O-N-M. — Grès intercalé entre deux poudingues, à la surface desquels Neuville et Rühlmann ont trouvé l'industrie « clacto-abbeylienne ».

L. — Est bien un calcaire lacustre *sensu lato* à allure lenticulaire disparaissant vers le NE.

K et J. — Grès et lumachelle très fossilifère à industrie « taya-cienne » surmontés par :

I. — Une argile rose (ou plutôt brun rosé) avec galets que Neuville et Rühlmann considèrent comme fluviatile. A mon avis, c'est un produit de décalcification-lxiviation remplissant des délits et des cavernes. Elle manque souvent, simule parfois une couche en garnissant un délit, d'autres fois, elle atteint une épaisseur de l'ordre du mètre aux dépens des couches K et J. Elle contient alors, bien dégagés, les fossiles et les galets de la couche J, épars dans l'argile. Cette situation était surtout bien visible dans la partie S du front E en 1948. Il est d'ailleurs parfaitement possible que des ruisselets de plage aient déposé un sédiment peu cohérent qui aurait facilité ultérieurement la circulation souterraine des eaux, et par conséquent leur action dissolvante. Nous aurions, dans ce cas, raison tous les deux.

H. — Est un grès dunaire consolidé, épais de 13 m.

Sur la paroi N de la carrière, on voit que cette dune a été érodée, et que ses anfractuosités et cavernes ont été remplies par une plage transgressive (couches E, F, G de Neuville et Rühlmann) contenant à la base une industrie abbeylienne, et vers le sommet de l'Acheuléen évolué.

Elle est surmontée de dépôts continentaux : brèche ossifère rose, grès dunaire D, croûte calcaire B, enfin limons rouges A, à industrie micoquienne qui, plus à l'E, reposent directement sur le grès dunaire H.

CARACTÈRES FAUNIQUES.

Couches J. — L'énumération des Mollusques fossiles rencontrés dans cette couche a été donnée dans l'ouvrage de Neuville et Rühlmann [21, p. 127-133]. Je n'en parlerai ici que pour la rectifier sur certains points et la commenter :

Au milieu d'une faune peu différente de celle qui vit actuellement sur la côte voisine, certains éléments attirent l'attention, car ils ont, depuis, disparu de la région.

*Acanthina crassilabrum*¹ LAMARCK, vit actuellement au Chili et Pérou.

Trochatella trochiformis GMELIN, vit encore aux îles Bahama, au Chili-Pérou et dans les îles du Cap Vert où il est connu depuis le Quaternaire [11].

Littorina littorea L., *L. rudis* MATON et *L. obtusata* L. subsp. *littoralis* L.², ont disparu ensuite totalement de la faune marocaine, pour se cantonner au N du cap Saint-Vincent.

Purpura lapillus L., a eu le même sort, mais on en retrouve des individus isolés dans les couches postérieures jusqu'à l'époque actuelle³.

Melampus pyramidalis Sow., provient du Pliocène anglais, c'est une espèce éteinte. Le genre est tropical et amphibie.

Patella intermedia JEFFREYS pullule. La lumachelle J s'est donc déposée sous une tranche d'eau ne dépassant pas quelques mètres d'épaisseur. Ce qui met le rivage vers 25 m environ.

Couches E et G. — Outre les espèces banales, elles contiennent en abondance : *Purpura haemastoma* LMK. et sa var. *gigantea* REEVE ainsi que *Patella Safana* LMK.⁴.

1. J. BOURCART [5, n. infrap., p. 315], écrivait « La détermination des *Achantina* (sic) semble devoir être considérée comme provisoire, fondée plutôt sur une impression de DAUTZENBERG que sur des caractères génériques, néanmoins, bien nets, dont il n'est pas fait mention dans les descriptions. Les échantillons que M. ANTOINE m'a remis de la carrière de Sidi Abderrahmane à Casablanca ont paru à M. P. H. FISCHER pouvoir être aussi bien des *Purpura lapillus*, espèce commune sur les côtes de France. J'ai, en 1927, recueilli une coquille ainsi déterminée dans la ballastière Martin de la même ville ».

Or, il résulte de l'étude que je viens d'en faire que les deux espèces coexistent bien dans le niveau J (*Purpura lapillus* étant d'une abondance extrême), mais que l'*Acanthina* existait seule dans les niveaux plus élevés, Sidi Messaoud, etc.

2. Cette espèce existe aussi dans les niveaux plus élevés (Sidi Messaoud, Beau-Site).

3. Trois exemplaires connus proviennent : d'Imouane (Tyrrhénien), Zenata (Flandrien), Mazagan (actuel) [9], ces individus peuvent fort bien être arrivés par flottage à la faveur du courant des Canaries, sans que l'espèce ait persisté au Maroc.

4. N. et R. [22, p. 129] ont signalé *Littorina littorea* dans la couche G de Sidi A.e. R. Il s'agit d'une erreur matérielle. Cette espèce n'existe pas dans cette couche (R. NEUVILLE, rens. verbal).

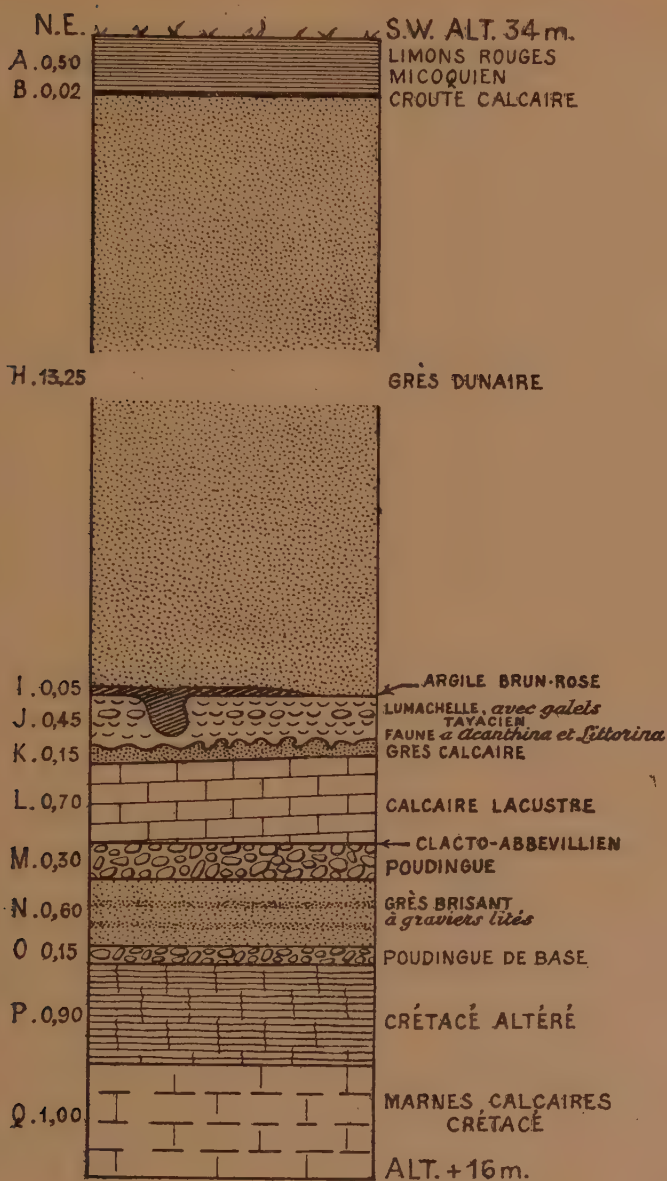


FIG. 1. — Coupe schématique de la partie S de la carrière de Sidi Abd er Rahmane, près Casablanca.

Les événements se seraient donc succédé à Sidi Abd er Rahmane de la façon suivante :

1° Après un cordon littoral avec habitat temporaire clactobbevillien, s'est installé :

2° Un étang d'eau dessalée probablement barré par un cordon littoral situé plus loin vers le large (ou une régression, selon N. et R.).

3° Une nouvelle invasion marine par rupture du cordon (ou par transgression, selon N. et R.) avec faune de rochers surmontée par une plage de galets.

4° La dune qui surmonte celle-ci correspond évidemment à une importante phase de régression donnant le temps nécessaire à l'édification de la dune et à sa consolidation avant que ne se produise la transgression suivante.

5° Celle-ci a rencontré une « falaise anfractueuse » dont les grottes ont subi un remblayage marin contenant en abondance deux nouveaux venus : *Patella Safiana* et *Purpura haemastoma*.

Son altitude maxima semble être 27 m et correspondre à un rivage situé aux environ de 30 m.

6° Enfin, terminant le remblai de la grotte et recouvrant le tout : les limons rouges à industrie micoquienne.

Corrélation. — Sur l'âge des couches O et M les avis sont partagés. N. et R. ont adopté le schéma que j'avais figuré dans ma thèse [17, fig. 27] et considéré les grès calcaires à *Acanthina* de basse altitude comme contemporains de ceux des niveaux élevés, c'est-à-dire comme siciliens. Joleaud puis Bourcart ont combattu cette manière de voir pour les raisons que j'ai exposées plus haut. Les faits signalés ci-dessus, concernant la couche J remettent la question sur le tapis, puisqu'il y a maintenant deux faunes à *Acanthina*. Tout dépend de l'importance que chacun attribue à l'épisode subcontinental : calcaire lacustre L. Pour N. et R. il est l'indice d'une véritable régression et les grès et poudingues subordonnés O à M, doivent être considérés comme appartenant à un cycle sédimentaire antérieur à celui ayant déposé les poudingues et grès lumachelle supérieurs K, J. Par contre, pour Bourcart, toutes les couches O à J font partie d'un même ensemble et les « actions littorales » suffisent à expliquer ces variations de faciès dans un dépôt dont l'épaisseur totale ne dépasse pas 2,40 m.

Me basant sur ce que : 1° les couches O à M renferment de nombreuses Patelles visibles par la tranche et qu'elles sont, par conséquent, de caractère littoral, 2° lors de ma visite en 1948, il

y avait, dans la partie NE de la carrière, continuité d'état de cimentation entre toutes ces couches, j'opinerais plutôt pour cette deuxième manière de voir.

Je suis amené à reconsidérer l'interprétation de la coupe de la carrière Racine (= carrière Sous-Anfa) donnée par moi en 1926 [16, p. 73, fig. 27 et pl. IX, fig. 2] et qu'avaient adoptée Neuville et Rühlmann [22, p. 30].

J'ai, en effet, revisité ce qui restait de cette carrière en 1948. Si les couches inférieures sont moins visibles, par contre, les couches supérieures sont décapées et on voit de nombreux *Purpura haemastoma* à la surface des dalles. Neuville et Rühlmann y ont recueilli cette espèce avec *Patella Safiana* à l'altitude de 28 m. Par contre, bien qu'on n'y ait rencontré ni *Littorina* ni *Purpura lapillus*, la similitude avec la carrière de Si A. e. R. me porte à considérer comme équivalent du niveau J, les grès sous-jacents à *Trochatella trochiformis* et *Acanthina crassilabrum*, plutôt que de les assimiler aux gisements élevés de Sidi Messaoud, etc. En somme, dans cette carrière, les couches à *P. haemastoma* sont superposées aux couches à *Trochatella*, mais en sont séparées par des grès à *Helix* constituant l'équivalent stratigraphique de la grande dune H de Sidi Abd er Rahmane et représentant les dépôts continentaux survenus pendant la grande régression qui sépare la faune à *Littorina* de la transgression de la mer à *Purpura haemastoma*.

Extension de la faune à *Littorina*. — *Littorina littorea* se trouve en grande abondance à environ 3 km au N du cap Rhir à l'altitude de 30 m dans une mollasse fine et tendre où elle se trouve seule.

Par ailleurs, je l'ai trouvée à l'altitude d'environ 20 m dans les falaises de Larache avec *Purpura lapillus*, toujours en l'absence de *P. haemastoma* et de *Patella Safiana*, mais dans ces deux localités elle n'est pas accompagnée de *Trochita* ni d'*Acanthina*, la cohabitation des deux faunes semble n'avoir existé qu'aux environs de Casablanca.

Enfin, rappelons que Neuville et Rühlmann [23] ont retrouvé la faune à Littorines dans la carrière de Kebibat, où elle est surmontée en ravinement par une plage à *Purpura haemastoma*, celle-ci supporterait la dune fossile où J. Marçais [20] a découvert le crâne de l'Homme de Rabat.

CONCLUSIONS.

Le Quaternaire marin de Casablanca peut donc être subdivisé du point de vue faunique de la façon suivante :

I) Un Quaternaire ancien (Sicilien?) dont le rivage aurait été proche de 100 m. Faune marine à Mollusques méridionaux, pas d'industrie humaine.

II) Un Quaternaire moins ancien (Milazzien?) dont le rivage aurait été vers 25 m. Mollusques méridionaux et septentrionaux co-existants, épisode laguno-lacustre. Industrie clacto-abbeyillienne, puis tayacienne.

III) Un Quaternaire de type récent (Tyrrhénien?). Rivage vers 30 m à *Purpura haemastoma* et *Patella Safiana*. Industries abbeyillienne et acheuléenne.

Je ne parlerai pas ici des niveaux les plus récents.

Ce n'est qu'avec les plus expresses réserves que je tente cette assimilation aux étages classiques de la Méditerranée. L'absence des couches à Strombes et la précarité de recoupements avec les faunes de Mammifères doivent inciter, me semble-t-il, à la plus extrême prudence.

En effet, on sait déjà [19] que *Trochatella trochiformis* remonte au moins au Pliocène. De plus, j'ai reconnu *Acanthina crassilabrum* dans les déblais des fouilles de l'Oued Fouarat, où Choubert, Ennouchi et Marçais ont signalé des *Pecten planomedius* roulés et *Elephas meridionalis* [8]. S'il n'y a pas mélange de couches, l'*Acanthina* remonte au Villafranchien-Calabrien, et on peut être tenté de rattacher à cet étage les hauts niveaux de Casablanca. L'invasion de la faune nordique à *Littorina* et *Purpura lapillus* se serait produite dans le même temps que celle des faunes froides de Ficarazzi et autres lieux de la Méditerranée, et aurait atteint les environs du cap Rhir, pendant que des éléments de la faune chaude à *Acanthina* s'attardaient dans la station privilégiée de Casablanca.

Si on admet cette assimilation, il faut faire son deuil, au moins provisoirement, du sous-étage Milazzien, car il paraît difficile de ne pas considérer l'invasion des côtes marocaines par la faune à *Purpura haemastoma*, comme contemporaine de l'arrivée en masse de cette même espèce dans les couches à Strombes de la Méditerranée, dont elle est un des éléments les plus constants (Gignoux [13], Blanc [4]).

En ce qui concerne l'apparition de l'Homme, la première classification envisagée ci-dessus amènerait à la rajeunir quelque peu par rapport aux conclusions de Neuville et Rühlmann. Le

cordon de galets sur lequel s'est installé le fabricant des instruments clacto-abbévilliens représenterait un épisode de la sédimentation de la plage milazienne laquelle aurait supporté ensuite vers la fin de son dépôt l'auteur responsable d'une industrie d'aspect tayacien.

Néanmoins, si on admet la deuxième classification proposée, l'apparition de l'homme dans la région se trouverait considérablement reculée dans le temps. L'auteur de l'industrie clacto-abbévillienne aurait vécu sur la plage sicilienne, ce qui le placerait, dans la suite des temps, un peu avant son collègue en industrie du Kamasién inférieur. Ce dernier vivait en effet au début du 2^e Pluvial africain qui succédait au Kaguérien (1^{er} Pluvial) du Pliocène supérieur par l'intermédiaire d'un Interpluvial sec pouvant correspondre grosso-modo à la transgression sicilienne (voir Arambourg [3]).

Nous voilà donc en présence de deux hypothèses entre lesquelles nous pouvons espérer que de nouvelles découvertes nous permettront de choisir et c'est en posant ce problème que je veux terminer cette note écrite en toute sincérité.

BIBLIOGRAPHIE

1. ANTOINE (M.). 1930. — Station chelléenne de la carrière Martin près El Hank. *Bull. Soc. Préhistoire Maroc*, t. IV.
2. — 1948. — La Préhistoire du Maroc atlantique et ses incertitudes. *Vol. jubilaire Soc. Sc. nat. Maroc*, p. 361-389.
3. ARAMBOURG (C.). 1948. — Les limites et la corrélation du Quaternaire africain. *XVIII^e Congrès géol. intern. Londres* (note en cours d'impression).
4. BLANC (A. C.). 1936. — La Stratigraphie de la Plaine côtière de la Basse Versilia (Italie) et la transgression flamandienne en Méditerranée. *Rev. géogr. phys., géol. dyn.*, t. IX.
5. BOURCART (J.). 1943. — La Géologie du Quaternaire au Maroc. *Rev. Scient.*, n^o 81, p. 311-336.
6. — 1949. — Nouvelles observations sur le Quaternaire du Littoral marocain entre Casablanca et Safi. *B. S. G. F.* (5), XIX, 1949, p. 453-466.
7. BOURCART, CHUBERT, et MARÇAIS. 1949. — Sur la stratigraphie du Quaternaire côtier à Rabat. *CR. Ac. Sc.*, t. 228, p. 108-109.
8. CHUBERT, ENNOUCHI, et MARÇAIS. 1948. — Contrib. à l'ét. du Pliocène de la région de Port-Lyautey. Oued-Fouarat. *Notes, Mém. Serv. géol. Maroc*, p. 15-30, pl. I-III.
9. DAUTZENBERG (Ph.). 1917. — Liste des Moll. marins récoltés par M. G. LECOINTRE en 1915-16 sur le littoral occidental du Maroc. *Journ. Conchyl.*, t. LXIII, p. 63-70.
10. DEPÉRET. 1922. — Essai de coordination chronologique générale des temps quaternaires. *CR. Ac. Sc.*, t. 174, p. 1597.
11. FISCHER (P. H.). — Moll. marins des Archipels atlantiques. *C. R. Soc. Biogéogr.*, XX, p. 3-7.
12. GENTIL (L.). 1909. — Rapport sur une mission scientifique au Maroc en 1908. *Nouv. Arch. Missions. scient.*, t. XXIII, p. 43 (15).
13. GIGNOUX (M.). 1913. — Les formations marines pliocènes et quaternaires de l'Italie du Sud et de la Sicile. *Ann. Univ. Lyon*, I, fasc. 36.

14. JOLEAUD (L.). 1926. — Contrib. à l'ét. du Quaternaire dans le Maroc atlantique. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 156-159.
15. LECOINTRE (G.). 1918. — Sur quelques gisements fossilifères récents des environs de Casablanca (Maroc). *CR. Ac. Sc.*, t. 167, p. 375.
16. — 1918. — Sur le Pléistocène marin de la Chaouia (Maroc occidental). *Ibid.*, p. 396.
17. — 1926. — Recherches géol. dans la Meseta marocaine. *Mém. Soc. nat. Maroc*, t. XIV.
18. — 1929. — A propos de 2 notes de MM. JOLEAUD et BOURCART sur le Quaternaire du Maroc, *C. R. somm. S. G. F.*, p. 60.
19. — 1944. — Problèmes biogéographiques du Néogène et du Quaternaire marins au Maroc. *C. R. Soc. Biogéographie*, XXI, nos 178-181, p. 47-50.
20. MARÇAIS (J.). 1934. — Découvertes de restes humains fossilisés dans les grès quaternaires de Rabat (Maroc). *Anthropologie*, XLIV, n° 6.
21. NEUVILLE et RÜHLMANN. 1941. — Note sur les transgressions marines quaternaires du littoral atlantique du Maroc. *Bull. Soc. préhist. fr.*, t. XXXVIII, nos 9-16.
22. — 1941. — La Place du Paléolithique ancien dans le Quaternaire marocain. *Hespéris*, n° VIII, 1 vol. 4°.
23. — 1942. — L'âge de l'homme fossile de Rabat. *Bull. Soc. anthrop. Paris*, III (IX^e série), p. 74-88.

J. Bourcart est particulièrement heureux de prendre acte de quelques-unes des conclusions auxquelles est arrivé M. Lecoindre, connu de tous par l'extrême précision de ses recherches. En effet, M. Bourcart, après avoir poursuivi pendant plusieurs campagnes l'étude du Quaternaire littoral du Maroc, inaugurée par M. Lecoindre, a vu ses synthèses, et même ses méthodes de travail faire l'objet, de la part de M. Neuville et du regretté Rühlmann, à l'occasion de leurs très belles découvertes, de critiques dont le ton était du moins inhabituel. L'absence de discontinuité entre la grande dune et la plage sous-jacente, la contemporanéité probable de cette plage et des calcaires lacustres sous lesquels a été découverte la plus ancienne industrie et, surtout, le fait que la lumachelle est un *dépôt strictement littoral*, une « laisse » contenant des Gastéropodes des zones tout à fait supérieures des grèves rocheuses (*Littorina* et *Purpura lapillus*), confirment précieusement ses propres observations.

Il en résulte — et M. Bourcart soutient que le fait est général, non seulement le long de la côte marocaine, mais sur le littoral du Golfe du Lion (Sanary, Port Cros) — que l'ordre de superposition de ces divers sédiments littoraux est celui qui se fait dans une cuvette ou dans un synclinal : les plus récents recouvrant les plus anciens. C'est-à-dire exactement l'inverse de celui qui, décrit par le général de Lamothe, a été généralement admis dans le monde entier, à la suite de la synthèse de Ch. Depéret, pour les terrasses fluviales et leurs terminaisons marines. D'après ces auteurs, les « plages soulevées » seraient d'autant plus élevées qu'elles sont plus anciennes. Cette inversion dans l'ordre de superposition des dépôts (croisement des terrasses) est l'argument le plus solide que l'on puisse donner en faveur de l'hypothèse de la « flexure continentale ».

SUR L'APPAREIL VASCULAIRE CÉPHALIQUE DES TRILOBITES

PAR **P. Hupé**¹.

Sommaire. — Le céphalon d'*Asaphus cornutus* PAND. abrite une structure interne, réticulée, interprétée comme un appareil vasculaire assimilable en partie aux « coecums géniaux » de nombreux Trilobites cambriens.

Dans cette hypothèse, l'auteur esquisse un schéma de l'évolution de l'appareil vasculaire céphalique des Trilobites.

L'anatomie interne du céphalon des Trilobites est, jusqu'ici, assez mal connue. On sait [3] en particulier par les observations de Beyrich, Barrande, Walcott et Raymond, que la glabellle contient la partie antérieure, élargie, du tube digestif (estomac ou proventricule). Des empreintes observées à la surface externe ou interne de la carapace glabellaire ont été interprétées comme des insertions musculaires. Enfin, dans certains genres surtout cambriens, un ensemble de rides du tégument jugal et préglabellaire à disposition généralement rayonnante (vaisseaux céphaliques, coecums géniaux) (fig. 2) semblent se mouler sur des organes internes considérés soit comme des glandes ou diverticules digestifs, soit comme des vaisseaux sanguins [3].

La présente note a pour objet de verser à ce dossier, assez mince, une observation portant sur le céphalon d'un Asaphidé ordovicien : *Asaphus cornutus* PANDER².

Description. — La fig. 1 A représente la reconstitution d'une structure singulière observée sur un échantillon de cette espèce. Il s'agit de cordons spathisés au sein d'une gangue calcaire à grain fin, rappelant à cet égard le tube digestif fossilisé de *Ceraurus pleurexanthemus* décrit par Raymond [3].

Cette structure est nettement symétrique par rapport à l'axe longitudinal du céphalon. Elle comprend deux systèmes de cordons : l'un central, infraglabellaire (en grisé foncé), l'autre infra-jugal (en grisé clair).

1. Note présentée à la séance du 19 décembre 1949.

2. Les échantillons, étudiés par la méthode des sections sériées et colorées au bleu de méthylène, proviennent de l'Ordovicien de la Baltique russe (coll. de VERNEUIL, École des Mines de Paris).

a) *Cordons infraglabellaires* : ils dessinent un trapèze curviligne isocèle dont la petite base se situe à peu près à l'aplomb de la suture hypostomale et la grande base sous le sillon occipital. Un diverticule étroit, court et impair, part du milieu de la petite base vers l'avant, à l'aplomb de la suture médiane. Les côtés du trapèze font entre eux un angle d'environ 30° ; ils se prolongent, au delà de la grande base, jusqu'au bord céphalique postérieur et se continuent dans le thorax sous les sillons dorsaux ; ils montrent, du côté interne, une *métamérisation* assez nette, qui se manifeste par un diverticule court et aigu situé un peu en arrière de la petite base du trapèze, puis par trois renflements nettement marqués et assez régulièrement espacés, et enfin par la grande base du trapèze. Au total 5 *métamères*, c'est-à-dire le nombre de segments caractéristique de la glabellle des Trilobites, quand celle-ci est nettement segmentée, ce qui n'est pas le cas d'*Asaphus*, genre à glabellle lisse.

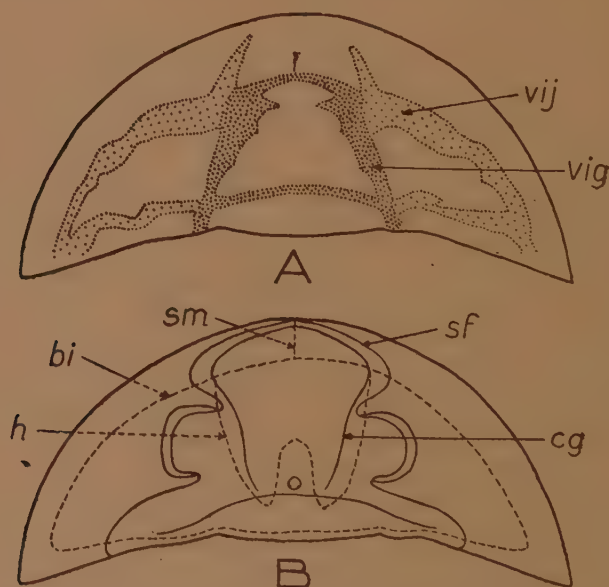


FIG. 1. — A. Vaisseaux céphaliques d'*Asaphus cornutus* PAND. vij : vaisseaux infraorbitaux ; vig : vaisseaux infraglabellaires.

B. cephalon d'*Asaphus cornutus*. Sf : suture faciale ; cg : contour de la glabellle ; bi : bord interne de la doublure ; h : contour de l'hypostome ; sm : suture médiane (bi, h, sm, supposés vus par transparence).

Cette pentamérisation suffit à elle seule à montrer que la structure en question n'est pas un artefact, c'est-à-dire une cristallisation de calcite sans rapport avec l'organisation interne, et simplement guidée par des détails architecturaux de la cara-

pace dorsale ou ventrale. Qu'il s'agisse en effet de la carapace dorsale (glabellle) ou ventrale (hypostome), celle-ci ne montre aucune trace de métamérisation, sauf en ce qui concerne le sillon occipital. On remarquera, en outre, que les côtés du trapèze n'ont aucun rapport net de position avec l'hypostome ou avec la glabellle, qui est d'ailleurs élargie et non pas rétrécie en avant (fig. 1, B).

b) *Cordons infrajugaux* : chacun des cordons situés sous les joues dessine un angle curviligne dont le sommet, assez flou, est logé dans l'angle génalet dont les deux côtés se raccordent au trapèze infraglabellaire : en ce qui concerne le côté antéro-latéral, largement, à hauteur du premier diverticule interne (1^{er} métamère), en ce qui concerne le côté postérieur à hauteur du sillon occipital (5^e métamère). On observe en outre, à peu près dans le prolongement des côtés du trapèze infraglabellaire, deux diverticules pointant vers l'avant et faisant entre eux un angle d'environ 30°.

Le tracé général des cordons infrajugaux correspond à peu près à celui du bord interne de la doublure. Mais il est remarquable que les deux diverticules antérieurs n'ont aucun homologue dans l'architecture de la carapace soit dorsale, soit ventrale.

Sauf en ce qui concerne les deux diverticules antérieurs, le calibre des cordons infrajugaux, ainsi que leur tracé, présente quelques variations d'un côté à l'autre du céphalon.

Interprétation. — Comme on l'a souligné plus haut la métamérisation des cordons infraglabellaires montre qu'ils représentent une structure anatomique fossilisée et non pas un simple artefact. Les diverticules infrajugaux antérieurs plaident dans le même sens. La continuité qui existe entre les cordons infraglabellaires et les cordons infrajugaux montre d'ailleurs qu'il s'agit d'une seule et même structure.

La nature spathique des cordons semble indiquer que ceux-ci résultent du remplissage, par cristallisation de calcite, d'une cavité préexistante. Ils représenteraient donc un système de canaux.

Leur aspect général, en particulier celui des canaux infraglabellaires, exclut évidemment toute assimilation avec le tube digestif, tel qu'il est décrit par les auteurs. On peut trouver à l'ensemble quelque ressemblance avec l'appareil génital mâle de certains Scorpions et Uropyges actuels [2] (existence de deux troncs longitudinaux para-axiaux reliés à des tubes longitudinaux par des branches transversales), mais, chez ces Chélicérates, l'appareil génital est situé bien plus en arrière et d'ailleurs plus complexe. On doit plutôt songer à des lacunes ou vaisseaux san-

guins, comparables aux vaisseaux céphaliques (« coecums géniaux ») interprétés comme circulatoires par Lindström [1] (fig. 2 A). Il est remarquable, en effet, que ces vaisseaux céphaliques, là où ils sont particulièrement nets et abondants (genres *Olenus*, *Parabolina*, *Solenopleura*, etc.) partent d'un tronc commun qui se branche sur la partie antérieure de la glabelle et correspond à la « crête oculaire » si fréquente chez les Trilobites cambriens. Or, la crête oculaire est rattachée au 1^{er} métamère

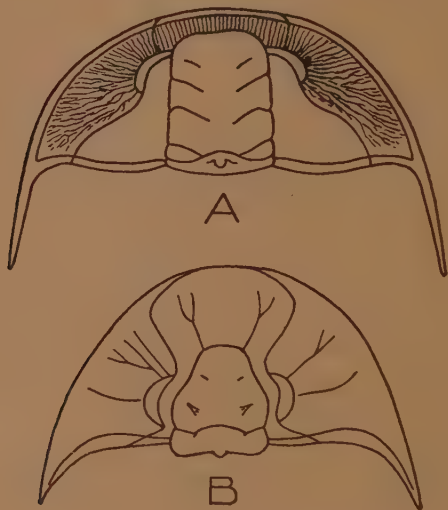


FIG. 2. — A. Céphalon de *Parabolina spinulosa* WALHEND., d'après Brögger et Lindström (Cambrien sup.).

B. Céphalon de *Tropydocoryphe barroisi* MAILLEUX, d'après R. et E. Richter (Dévonien moyen) [4].

glabellaire comme, semble-t-il, la branche antérolatérale des vaisseaux infrapleuraux d'*Asaphus*. Quant aux nombreux vaisseaux céphaliques préglabellaire qui, dans les genres ci-dessus, rayonnent, non pas de la crête oculaire, mais du bord frontal de la glabelle, ils trouveraient, en ce qui concerne le g. *Asaphus*, leur homologue dans les deux diverticules antérieurs des canaux infrajugaux et dans le diverticule impair de la petite base du trapèze infraglabellaire. En ce qui concerne la texture générale de l'appareil vasculaire céphalique, elle serait, d'après ce que nous montre *Asaphus cornutus*, plus complexe que ne l'indiquent les vaisseaux céphaliques des formes cambriennes et ordoviciennes citées plus haut. Dans ces formes anciennes la

crête oculaire et les vaisseaux jugaux et préglabellaires à disposition rayonnante ne représenteraient qu'une partie de l'appareil vasculaire : il existerait en outre un *système de vaisseaux profonds* correspondant au trapèze infraglabellaire et à la branche postérieure des vaisseaux infrajugaux d'*Asaphus*. Il n'y aurait donc pas simplement un ensemble de « coecums » aveugles, mais un véritable réseau vasculaire, soit en partie superficiel et en partie profond (chez beaucoup de formes cambriennes et ordovi-ciennes, en particulier dans les genres cités plus haut), soit un réseau totalement profond (la plupart des genres siluriens et dévoniens, en particulier *Asaphus*).

Dans cette hypothèse, l'évolution de l'ensemble des vaisseaux céphaliques se traduirait à la fois par une diminution de leur nombre et par leur enfoncement au sein des tissus, de telle sorte qu'aucune trace n'en demeurerait visible sur la carapace. Il est d'ailleurs remarquable que, conformément à ce schéma, dans un genre récent, comme *Tropidocoryphe* du Dévonien, où, par exception, les vaisseaux céphaliques sont visibles, leur nombre est considérablement réduit (fig. 2, B).

Remarque sur les diverticules antérieurs. — Les trois diverticules antérieurs du réseau vasculaire d'*Asaphus* ont une disposition qui mérite d'être soulignée. Le diverticule médian est situé, comme nous l'avons vu, à l'aplomb de la suture médiane. Les deux diverticules pairs qui l'encadrent occupent la même position que les sutures rostrales dans les genres où celles-ci existent. Il se peut qu'il n'y ait là qu'une coïncidence fortuite, mais il se peut aussi qu'il faille y voir l'indication d'un rapport anatomique entre ces sutures de la doublure et le système vasculaire. Dans ce cas, des genres comme *Asaphus*, dépourvus de plaque rostrale, pourraient être rapprochés de genres comme *Iliaenus* où la plaque rostrale est bien développée et dont l'habitus asaphoïde a frappé depuis longtemps les auteurs.

BIBLIOGRAPHIE

1. LINDSTRÖM, C. — Researches on the visual organs of the Trilobites, *K. svenska vet. — Ak. Handl.*, new ser., vol. 34, 1901.
2. MILLOT, J. et VACHON, M. — Ordre des Scorpions. *Traité de Zoologie*, t. VI, Masson, Paris, 1949.
3. MILLOT, J. — Ordre des Uropyges. *Ibid.*
3. RAYMOND, P. E. — The appendages, anatomy and relationships of Trilobites. *Mem. Connecticut Ac. Arts, Sc.*, vol. VII, 1920.
4. RICHTER R. et E. — Der Proetiden — Zweig *Astycoryphe* — *Tropidocoryphe* — *Pteroparia*. *Senckenbergiana*, Bd. I, Nr. 1 u. 2, 1919.

ÉTUDE ANATOMIQUE ET PALÉOGÉOGRAPHIQUE

DE DEUX TIGES DE PALMIERS FOSSILES

(PALMOXYLON LIGERINUM CRIÉ)

RÉCOLTÉS AUX ENVIRONS DE SAVIGNÉ-SUR-LATHAN

(INDRE-ET-LOIRE)

PAR E. Boureau¹.

Sommaire. — Le but de la présente note est de faire connaître l'anatomie, les affinités et la répartition paléogéographique de deux échantillons minéralisés récoltés dans la région de Savigné-sur-Lathan (I.-et-L.).

A. Échantillon n° 1.

Fig. 1.

Cet échantillon a été récolté par A. Lecoindre², à Savigné-sur-Lathan en surface, sur des couches attribuées au Bartonien.

I. *Description.* — L'échantillon se présente sous l'aspect d'un bloc cunéiforme à faces obliques par rapport à l'axe du tronc de Palmier dont il provient.

Sa plus grande face est ovoïde et de dimensions 9 cm × 4,5 cm. Sa minéralisation est particulière : alors que la partie interne, de coloration noire est nettement silicifiée, la périphérie blanchâtre est constituée par du carbonate de calcium. A ces zones de composition minérale différente, correspond un inégal degré de conservation des tissus. La partie calcifiée périphérique est la mieux conservée. Les détails cellulaires les plus petits sont figurés, comme par exemple, les membranes du parenchyme ligneux. D'autre part, dans la zone calcifiée, les fibres des faisceaux fibro-vasculaires n'existent plus dans la majeure partie des cas, de sorte que l'échantillon est complètement perforé. Dans sa partie intérieure silicifiée, les fibres des faisceaux fibro-vasculaires, bien conservées sont toutes en place. Mais probablement du fait de l'emplacement interne de ces faisceaux, les autres éléments cellulaires (faisceaux libéro-ligneux surtout et en quelques endroits parenchyme fondamental) ont été le plus souvent écrasés avant la minéralisation, permettant difficilement une bonne observation.

1. Note présentée à la séance du 19 décembre 1949.

2. Qui nous a confié l'échantillon pour l'étudier et que nous sommes heureux de remercier ici.

III. *Étude anatomique.* — Les faisceaux sont de deux sortes : les uns sont fibro-vasculaires, les autres exclusivement fibreux.

1. FAISCEAUX FIBRO-VASCULAIRES ; densité : 30 au cm^2 .

a. *Mensurations* : en coupe transversale, on trouve :

largeur de la partie fibreuse, l : $1 \text{ mm} < l < 1,2 \text{ mm}$;

hauteur de la partie fibreuse, h : $0,8 \text{ mm} < h < 0,9 \text{ mm}$;

hauteur de l'ensemble du faisceau fibro-vasculaire (du sommet du faisceau fibreux aux derniers éléments parenchymateux qui accompagnent le protoxylème), H : $1 \text{ mm} < H < 1 \text{ mm } 4$;

largeur de la partie vasculaire (distance des parois extérieures des vaisseaux latéraux, $\mathcal{L}$: le plus souvent 400 μ , quelquefois 300 μ et 350 μ .

b. *Les fibres* : elles sont groupées en files séries qui s'écartent en éventail, formant la partie fibreuse des faisceaux fibro-vasculaires. Cette partie est arrondie à l'extérieur et rectiligne auprès de la partie libéro-ligneuse. L'espèce appartient au groupe des *Corypha complanata* DE STENZEL¹. Dans notre échantillon la partie fibreuse a sensiblement la même forme générale bien régulière de *béret basque* que ce soit dans la portion interne silicifiée de l'échantillon ou dans la partie périphérique calcifiée.

c. *Le xylème* : le faisceau ligneux le plus répandu est constitué par deux seuls grands vaisseaux de xylème bilatéraux quelquefois circulaires, mais le plus souvent allongés parallèlement à l'axe de symétrie du faisceau fibro-vasculaire, vu en coupe transversale.

Ils peuvent être contigus ou séparés par les petits éléments hexagonaux du parenchyme ligneux. Les grands vaisseaux peuvent être plus nombreux, au nombre de 3 ou 4. Ils sont généralement plus petits. Les dimensions des vaisseaux les plus répandues (35%), en coupe transversale (faisceaux appartenant à la périphérie calcifiée de l'échantillon mais toujours à la partie interne du tronc vivant, initial), sont : 200 $\mu \times 110 \mu$.

On observe également des vaisseaux plus grands de dimensions :

230 $\mu \times 220 \mu$; 220 $\mu \times 170 \mu$ et des vaisseaux plus petits : 200 $\mu \times 110 \mu$; 190 $\mu \times 110 \mu$; 180 $\mu \times 45 \mu$; 170 $\mu \times 150 \mu$; 160 $\mu \times 108 \mu$; 140 $\mu \times 100 \mu$; 120 $\mu \times 120 \mu$; 110 $\mu \times 100 \mu$.

A ces grands éléments peuvent s'ajouter les plus petits vaisseaux du protoxylème centrifuge. Leur nombre est variable ainsi que le montre le dessin d'une lame mince exécutée à la périphérie calcifiée de l'échantillon (fig. 1).

d. *Le liber* : comme cela arrive fréquemment chez les Palmiers fossiles, le liber n'est pas conservé. Son emplacement est occupé par une lacune unique très faiblement engagée dans la base plane du faisceau fibreux.

1. STENZEL K. G. Fossile Palmenhölzer. *Beitr. Pal. Geol. Österreich. Ungarns und Orients.*, Bd XVI, Wienn-Leipzig, p. 107-287, pl. III-XXIV, 1904.

2. FAISCEAUX EXCLUSIVEMENT FIBREUX. — Ils sont dispersés dans le parenchyme fondamental et de petite taille. On ne distingue pas les stegmatas ou cellules de couronne dans une coupe transversale mais

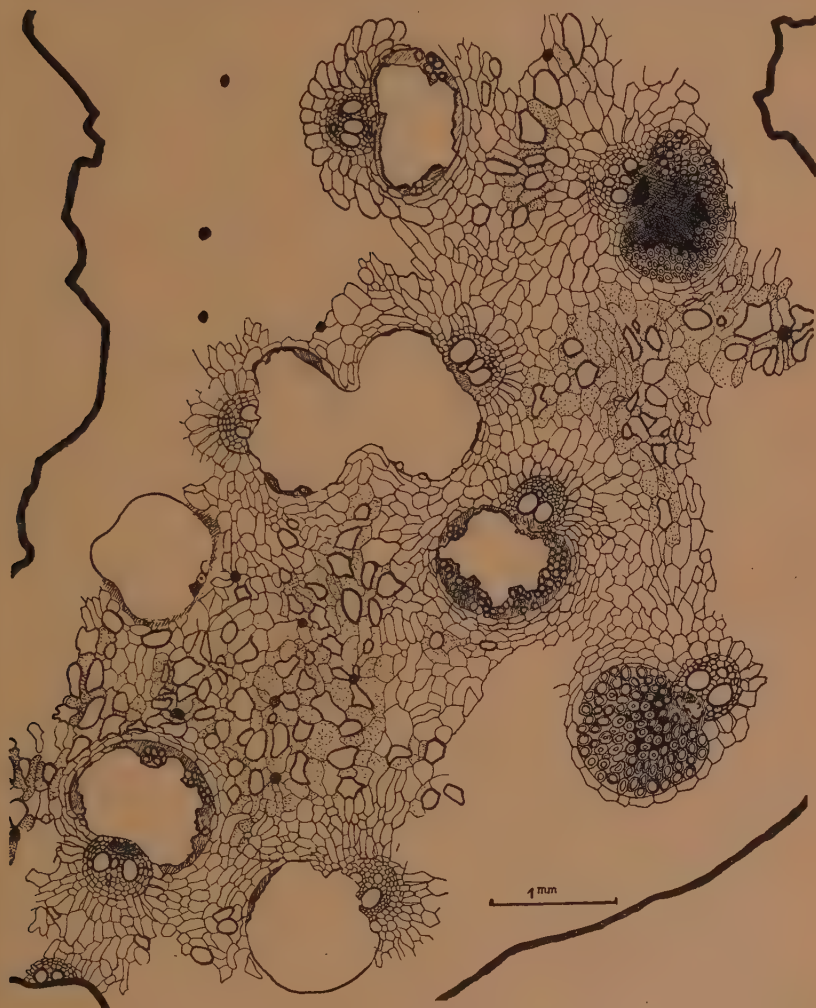


FIG. 1. — Échantillon de Savigné-sur-Lathan.
(Coll. Lecointre). Lame mince exécutée en direction transversale.

on les aperçoit en coupe longitudinale sous forme de petits éléments isodiamétriques qui accompagnent les fibres dans leur trajet ascendant. Ces faisceaux fibreux sont, en coupe transversale, sensiblement circulaires et le diamètre le plus fréquent est $60\ \mu$. Il peut être plus grand : $120\ \mu$, $100\ \mu$, $70\ \mu$ ou plus petit : $50\ \mu$.

3. LE TISSU FONDAMENTAL. — Les coupes transversales montrent bien qu'en un point éloigné des faisceaux fibro-vasculaires, le tissu fondamental est fortement lacuneux et constitué par des files de cellules allongées, relativement étroites, très souvent étoilées, rameuses, à branches inégales. Ces files cellulaires sont, le plus souvent, unisériées. Certains cloisonnements, difficiles à voir, montrent que certaines lacunes sont occupées par des thylls arrondies, accolées par 2 ou 3. Dans les lames minces, les cellules unisériées du parenchyme apparaissent nettement grises et les lacunes (ou les cellules thyloïdes arrondies qui peuvent les occuper), très claires, surtout en un point éloigné des faisceaux fibro-vasculaires.

Au voisinage de la partie vasculaire, les cellules du parenchyme fondamental sont allongées en direction radiale. Elles constituent une gaine de cellules parenchymateuses souvent séparées par des lacunes alors qu'au voisinage de la partie fibreuse, elles sont allongées tangentiellement, parallèlement au bord du faisceau, en général sur une double épaisseur mais quelquefois sur une seule ou sur trois assises de cellules.

Examiné en coupe longitudinale, le parenchyme fondamental est constitué par des éléments cellulaires, séries verticalement, plus ou moins aplatis et séparés par des lacunes plus ou moins comblées par des éléments thyloïdes à paroi mince.

B. Échantillon n° 2.

Fig. 2.

Ce second échantillon a été récolté par Ed. Boureau à la Goëzerie, commune de Cléré-les-Pins (I.-et-L.), dans une falunnière vindobonienne à faciès savignéen. Il s'agit d'un fossile remanié qui vient s'ajouter aux nombreux fossiles également remaniés dans les faluns et dont la liste a été dressée par G. Lecointre¹.

I. *Description.* — L'échantillon se présente sous l'aspect d'un bloc prismatique à base triangulaire.

Le triangle de base a un côté curviligne qui représente vraisemblablement la courbure du tronc fossilisé. Compte tenu de cette courbure, le diamètre de l'échantillon complet serait égal à 11 cm. Mais cette portion fossilisée est dépourvue d'une partie extérieure existant sur le tronc vivant. L'échantillon ne représente, en réalité, que la partie interne du tronc.

Hauteur du prisme : 2,5 cm ; Triangle équilatéral de base, de côté : 5 cm.

1. LECOINTRE, G. Fossiles remaniés dans les faluns de Touraine. *C. R. somm. S. G. F.*, 1943, p. 81.

L'échantillon est grisâtre clair. Les faisceaux fibro-vasculaires sont de teinte noire et visibles à l'œil nu. La partie curviligne de l'échantillon est blanchâtre. Il est entièrement silicifié même dans les parties extérieures, blanchâtres. La partie périphérique est incomplètement perforée à l'emplacement des faisceaux fibro-vasculaires.

Par son grain et son aspect général, cet échantillon rappelle la partie silicifiée du précédent.



FIG. 2. — Échantillon de Cléré-les-Pins.
(Coll. Bouréau). lame mince exécutée en direction transversale.

II. *Étude anatomique.* — Les faisceaux sont également de deux sortes : les uns fibro-vasculaires, les autres exclusivement fibreux.

1. FAISCEAUX FIBRO-VASCULAIRES. — Ils sont moins denses que dans le cas précédent. On en compte seulement de 16 à 20 au cm^2 .

a. *Mensurations* : dans une coupe transversale, on mesure pour l'ensemble du faisceau :

largeur de la partie fibreuse : $0,6 \text{ mm} < l < 1,50 \text{ mm}$;

hauteur de la partie fibreuse : $0,65 \text{ mm} < h < 1 \text{ mm}$.

Dans l'ensemble, on observe des faisceaux plus étroits que précédemment. Les faisceaux fibreux sont moins aplatis et leur forme plus arrondie, en forme de cercle ;

hauteur de l'ensemble du faisceau fibro-vasculaire : $1 \text{ mm} < H < 1,6 \text{ mm}$;

largeur de la partie vasculaire (distance des deux parois extérieures des vaisseaux latéraux) : 350μ (2 vaisseaux), cas fréquent ; 400μ (3 vaisseaux) ; 500μ (5 vaisseaux).

b. *Les fibres* : elles ont la même disposition que précédemment, et aux dimensions près, les faisceaux fibreux ont la même forme générale en *béret basque* qui fait rapporter l'espèce au groupe des *Corypha complanata* DE STENZEL.

Les fibres ont des dimensions croissantes de la partie voisine du liber à la périphérie du faisceau ; elles sont sensiblement circulaires,

mais quelquefois aplaties au voisinage du liber. Leur diamètre varie de $35\ \mu$ à $87\ \mu\ 5$.

Le lumen est grand à la périphérie, de diamètre $77\ \mu\ 5$ pour une fibre circulaire de diamètre total $87\ \mu\ 5$ (épaisseur de la paroi : $5\ \mu$) ; il est ponctiforme au voisinage du liber, pour une fibre de $25\ \mu \times 52\ \mu\ 5$, en coupe transversale.

c. *Le xylème* : comme dans l'échantillon précédent, le faisceau de xylème présente surtout 2 vaisseaux bilatéraux nettement visibles malgré la déformation des tissus à cet endroit. Ils peuvent être cloisonnés ou disposés en éléments vasculaires plus nombreux. Ils sont également accompagnés des éléments plus petits du protoxylème.

On peut mesurer dans un faisceau qui a bien conservé sa forme initiale, deux vaisseaux bilatéraux de $227\ \mu \times 122\ \mu$ et $210\ \mu \times 122\ \mu$, séparés par un intervalle de $35\ \mu$ et dépourvus de petits éléments de protoxylème centrifuge.

d. *Le liber* : le liber est assez bien conservé. Il constitue une masse unique très faiblement engagée dans la base rectiligne du faisceau fibreux. Il est formé de petits éléments polyédriques.

2. FAISCEAUX EXCLUSIVEMENT FIBREUX. — Les faisceaux fibreux sont circulaires et de diamètre le plus fréquent $66\ \mu$; il peut varier de $60\ \mu$ à $120\ \mu$. Un faisceau fibreux de $66\ \mu$ est constitué par 10 fibres de diamètre $15\ \mu\ 5$, à lumen ponctiforme. Il n'y a pas de stegmates visibles en coupe transversale.

3. LE TISSU FONDAMENTAL. — a. *Le parenchyme lacuneux* : il est tout à fait comparable à celui de l'échantillon précédent tant au voisinage des faisceaux qu'en un point éloigné.

b. *Éléments thyloïdes* : parmi les files de cellules à contenu légèrement coloré, le plus souvent unicellulaires et séparées par des espaces lacuneux clairs, on distingue çà et là des éléments identiques à ceux qui ont été signalés dans l'échantillon précédent, mais plus développés. Leur aspect particulier les distingue nettement des cellules habituelles du parenchyme lacuneux. Il s'agit de cellules arrondies isodiamétriques, séparées par des méats, à parois minces, au contenu clair formant des plages bien marquées. Elles se situent le plus souvent à l'emplacement des lacunes mais on les en distingue nettement par leur paroi propre. Elles peuvent être accolées les unes aux autres en nombre assez grand, formant alors une plage de tissu sans lacunes visibles.

C. Conclusions.

I. *Affinités*. — Ces échantillons tourangeaux s'apparentent de façon nette au *Palmoreylon ligerinum* CRIÉ, trouvé aux environs de Fontaine-Guérin et de Meaulne (Maine-et-Loire). Les caractères anatomiques tels qu'ils découlent de notre étude anatomique

s'accordent avec ceux qui ont été mis en évidence par Crie¹ et plus récemment par Stockmans et Willière² d'après un autre échantillon provenant du même gisement.

Ce Palmier fossile était considéré par Crie comme étant d'âge turonien et c'est ce qu'ont admis plus tard Stockmans et Willière. En 1936, Couffon³ considérait le *Palmoxydon ligerinum* comme étant d'âge sénonien en Anjou. D'après quelques auteurs (Denizot, Couffon), il semble, maintenant, que cet âge sénonien n'est nullement certain à Meaulne et il est très possible que ce *Palmoxydon* soit de l'âge des grès à Sabales.

Lecointre a trouvé des *Palmoxydon* à structure externe visible mais sans structure interne conservée dans les sables infra-lacustres de Cérelles (I.-et-L.) équivalents aux grès à Sabales de l'Anjou ou même plus récents.

En Anjou, l'âge crétacé des couches à *Palmoxydon* est donc incertain.

Dans un important mémoire consacré aux *Palmoxydon* paniséliens de la Belgique⁴, Stockmans et Willière signalent une nouvelle espèce, le *Palmoxydon aalterense* de structure également très voisine et qui, à certains égards semble pouvoir se rapporter à cette espèce. Se basant sur l'âge indiqué par Crie, ces auteurs font remarquer l'âge très différent du *P. aalterense* et du *P. ligerinum*.

Tous ces échantillons présentent avec nos deux échantillons des environs de Savigné-sur-Lathan des affinités certaines et il n'existe entre eux que des différences assez peu importantes au point de vue diagnostique portant surtout sur la grandeur de leurs éléments anatomiques.

Le tableau ci-contre met en évidence les rapports qui existent entre eux.

On peut également établir une comparaison avec d'autres espèces du groupe des *Corypha complanata lacunosa* établi par Stenzel.

L'espèce voisine la plus ressemblante serait le *Palmoxydon lacunosum* (UNGER) FÉLIX, mais notre échantillon en diffère nettement par l'aspect des cellules de la gaine parenchymateuse qui entoure le faisceau libéro-ligneux.

1. CRIÉ L. Recherches sur les Palmiers silicifiés des terrains crétacés de l'Anjou. *Bull. Et. Soc. Angers*, 1891-2, n. s., XXI^e année.

2. STOCKMANS F. et WILLIÈRE Y. Figuration nouvelle du *Palmoxydon ligerinum* CRIÉ. *Bull. Mus. Hist. nat. Belg.*, 1943, t. XIX; n° 24, p. 1-4, 2 pl. h. t.

3. COUFFON O. La période crétacée en Anjou. *Rev. Hydro-geol. angevine*, 5^e année, n° 1-4, 1936.

4. STOCKMANS et WILLIÈRE Y. *Palmoxydon* paniséliens de la Belgique. *Mém. Mus. Roy. Hist. nat. Belg.*, n° 100, 1943.

		<i>Palmoxylon ligerinum</i> Crié				<i>Palmoxylon Aalterense</i> Stockmans et Willière
Provenance des Echantillons		Fontaine-Guérinet Meaune (M. et L.) cf. Crié (1)	cf. Stockmans et Willière	Savigné-sur- Lathan (1.-et-L.)	Cléré-les-Pins (1.-et-L.)	Aalter (Belgique). Travaux de rectification du canal Gand-Bruges
	Age	Crétacé supérieur ?		Eocène supérieur (Bartonien)	? Remanié dans les faluns Vindoboniens à facies Savignéen	Eocène moyen (Parisien)
Faisceaux fibro-vasculaires	N=nombre de faisceaux au cm ²	N=27 (?)	22(N<25)	N=30	16(N<20)	N=33
	l=largeur de la partie fibreuse	930μ<l<1230μ	1220μ<l<1445μ	1000μ<l<1200μ	600μ<l<1500μ	775μ<l<800μ
	h=hauteur de la partie fibreuse	800μ<h<900μ	780μ<h<930μ	800μ<h<900μ	650μ<h<1000μ	700μ<h<900μ
	Δ=diamètre des fibres	Δ<100μ	77μ	17,μ5<Δ<96μ	35μ<Δ<87,μ5	Δ<45μ
	δ=diamètre du lumen des fibres	(?)	(?)	o<δ<70μ	o<δ<77,μ5	(?)
	H=Hauteur de l'ensemble du faisceau	1000μ<H<1360μ	1200μ<H<1345μ	1000μ<H<1400μ	1000μ<H<1600μ	870μ<H<1150μ
	Q=largeur de la partie vasculaire	400μ	320μ	300μ<Q<400μ surtout 400μ	350μ<Q<500μ	225μ<Q<300μ
Parenchyme fondamental	Dimensions des 2 vaisseaux bilatéraux	209μ X 145μ 200μ X 163μ	# 150μ	200μ X 110μ	227μ X 122μ 210μ X 122μ	# 85μ
	largeur des cellules=λ	33μ	30μ<λ<60μ	50μ<λ<70μ	50μ<λ<70μ	40μ<λ<50μ
Faisceaux exclusifs fibreux	D=Diamètre des faisceaux	100μ<D<230μ (?)	55μ	50μ<D<120μ surtout 60μ	60μ<D<120μ surtout 66μ	140μ<D<240μ surtout 200μ et 220μ

Nous ne tiendrons pas compte du diamètre des faisceaux fibreux figurés par Crié (*loc. cit.*, fig. 1) et dont la grandeur a dû être exagérée.

Bien nette en raison de l'absence de méats et de lacunes dans les *P. lacunosum* (UNGER) FÉLIX comme dans celui que nous avons trouvé à Gignac (Vaucluse) ¹, cette gaine des faisceaux est beaucoup moins distincte du parenchyme fondamental dans les échantillons de *P. ligerinum* CRIÉ où elle est formée de cellules allongées radialement mais moins resserrées et quelquefois séparées par des espaces lacuneux.

1. BOUREAU ED. Étude anatomique et paléogéographique du *Palmoxylon lacunosum* (UNGER) FÉLIX. Sa présence dans les couches tertiaires de Gignac (Vaucluse). *Bull. Mus. Nat. Hist. nat.*, 2^e sér., t. XIX, n° 5, 1947, p. 422-7.

Les échantillons divers de cette espèce, dont la répartition stratigraphique semble différente de celle que supposait Crie, montrent une certaine variabilité de structure.

Les différentes mensurations observées indiquent qu'il s'agit certainement d'échantillons représentant des points distincts dans des spécimens fossilisés à des âges variés. Les variations de structure, chez les Palmiers comme chez les autres végétaux vasculaires sont en rapport avec la position du point étudié vis-à-vis de l'axe de symétrie de la tige et du niveau de base de l'axe.

Ces constatations nous amènent à compléter la diagnose de l'espèce donnée, par les auteurs précédents.

II. *Diagnose.* — *Parenchyme fondamental, lacuneux, constitué de cellules étroites (largeur de 33 à 70 μ) parfois rameuses, formant un réseau le plus souvent unisérié, sauf près des faisceaux fibro-vasculaires où elles sont en bordure sur les fibres sur une épaisseur de 1 à 3 assises contiguës.*

Faisceaux exclusivement fibreux de petite taille (à peu près circulaires et de diamètre allant de 50 à 120 μ).

Faisceaux fibro-vasculaires de 16 à 30 au cm^2 , très développés, de hauteur allant de 1.000 à 1.600 μ , à zone fibreuse à fibres inégalement épaissie, en forme de « béret basque », plus ou moins élevé et beaucoup plus large que la zone conductrice.

Zone conductrice, le plus souvent à 2 vaisseaux de xylème bilatéraux, quelquefois davantage, avec ou sans petits éléments de protoxylème centrifuge.

SUR LES ROCHES A GRUNÉRITE ET CUMMINGTONITE DU GABON CENTRAL (A. E. F.)

PAR **B. Choubert** ¹.

PLANCHE XXIII.

Sommaire. — On trouve au Gabon central des amphibolites à grunérite, cummingtonite et hudsonite et des pyroxénites (à prédominance d'hypersthène) à grenats, accompagnées d'anorthosites. La structure est granoblastique. La composition chimique montre une entité distincte caractérisée par une richesse en Fer et une pauvreté en alcalis. Il s'agit de produits de différenciation d'un magma basaltique, recristallisés ultérieurement.

Dans une esquisse du Gabon central, parue en 1946 ², nous avons tenté d'établir la succession chronologique des terrains éruptifs et sédimentaires de ces régions. L'échelle ne permettait pas toutefois de distinguer les divers granites des roches qu'ils traversent et de vastes zones étaient figurées sous l'appellation de « cristallophyllien et cristallin non séparés ».

Dans cet ensemble, qui a subi plusieurs granitisations, on trouve assez fréquemment des roches remarquables par leur constitution minéralogique, notamment des amphibolites très particulières et des pyroxénites à grenats. En 1932, M. B. Brajnikov signalait déjà ³ un « quartzite » à hornblende, hudsonite et grunérite recueillie près du village Ollendofala, entre la N' Gounié et le massif de Koumouna-Bouali. Lors d'un premier séjour au Gabon, en 1933-34, nous avons trouvé des grenatites contenant de la grunérite et du quartz le long de la dorsale qui sépare la région de Lambaréné du bassin du Ramboué ainsi que des roches à grunérite avec des pyroxènes (hypersthène et augite) et du quartz dans le bassin de la N' Gounié (au NW du village Bouali, entre Samba et le village N' Komi, Louga).

Au cours de recherches plus détaillées effectuées entre 1938 et 1945, nous avons pu constater que les roches à grunérite étaient

1. Note présentée à la séance du 19 décembre 1949.

2. B. CHOUBERT. Sur la géologie de la partie occidentale de l'Afrique Équatoriale Française, *B. S. G. F.*, (5), XVI, 1946, p. 19-28.

3. B. BRAJNIKOV, Contribution à l'étude pétrographique du Mayumbe septentrional. (Gabon), *Ibid.* (5), II, 1932, 379-392.

fréquentes dans le bassin moyen et inférieur de la N' Gounié. Leur domaine s'étend de l'équateur à 1°30 lat. S et de 10°30 à 11°40 long. E de Greenwich. Elles sont particulièrement abondantes dans la moyenne Mandjibé, la basse Louga (environs des villages Bouali et Obaye), la basse Waka (entre Mikanda et la Waka), enfin dans la dépression tectonique suivie par la rivière Ikobey (entre les villages Dondo-Moukoubango et Okondja). On peut les diviser en deux groupes : l'un à prédominance d'amphibole, l'autre à prédominance de pyroxène.

Dans le premier groupe, domine la grunérite accompagnée de cummingtonite, avec des quantités plus ou moins grandes d'HUDSONITE. Dans le deuxième au contraire, l'HYPERSTHÈNE, qui est l'élément dominant, est généralement accompagné d'augite (Pl. XXIII, fig. 1). Dans les deux cas, on observe presque toujours des grenats, parfois aussi du quartz. Comme minerais, on trouve de la magnétite, de l'hématite et de la pyrite.

Les pyroxénites du deuxième groupe contiennent souvent des proportions variables d'amphibole ; l'HUDSONITE, notamment, est abondante. Il en est de même de la grunérite, qu'on observe en bordure des pyroxènes et qui semble se former aux dépens de ceux-ci. Le feldspath est absent. L'HUDSONITE des amphibolites (premier groupe) constitue fréquemment le centre des amphiboles ferro-magnésiennes (Pl. XXIII, fig. 2).

La structure est presque toujours granoblastique, rarement orientée. Dans le haut Ikoy, entre N' Damba et Lydiembo, nous avons trouvé cependant une amphibolite à cummingtonite, nettement orientée, dont les porphyroblastes d'un grenat rose pâle à structure poecilitique avaient 0,5 cm de diamètre. Dans la Louga, les cristaux d'hypersthène peuvent atteindre plusieurs centimètres de longueur mais, d'une façon générale, le grain de ces roches reste fin.

La composition chimique ¹ de ces différents types est suffisamment constante pour qu'on soit tenté d'en faire une entité distincte. Afin de ne pas charger inutilement la nomenclature, on pourrait les appeler, suivant le cas, grunéritites à HUDSONITE, à HYPERSTHÈNE, etc...

1. — Amphibolite compacte à grunérite dominante, cummingtonite et HUDSONITE, avec un peu de grenat et de chlorite. — Bassin de la moyenne Mandjibé (Pl. XXIII, fig. 2).

2. — Pyroxénite à grain fin. Hypersthène dominant, HUDSONITE

1. Cette composition est voisine du schiste à grunérite : v. analyses, ROSEN-BUSCH OSANN, 1923, p. 702 ; R. C. WELLS, *Bull. Geol. Survey U. S. A.*, n° 878, p. 103, Washington, 1937.

abondante, grenat, cummingtonite et un peu de quartz. Minéral abondant. — Environs du village Bouali, bassin de la Louga.

3. — Pyroxénite à gros éléments. Hypersthène dominant, cummingtonite, grenat, quartz. — Rive dr. de la Louga, en amont du village Obaye (Pl. XXIII, fig. 1).

4. — Andésinite recristallisée à grenats. Structure granoblastique, andésine, quartz et un peu de grenat. — Bassin de la moyenne Mandjibé.

Analyses ¹.

	1	2	3	4
SiO ₂	49.55	49.70	55.30	74.15
TiO ₂	0.25	0.25	0.15	0.05
Al ² O ₃	2.30	4.45	6.15	14.85
Fe ² O ₃	6.50	10.65	4.95	tr.
FeO.....	32.30	29.80	30.20	0.50
MnO.....	0.31	0.05	0.07	0.24
MgO.....	6.50	2.50	1.00	0.15
CaO.....	1.90	2.30	1.58	1.15
Na ² O.....	0.15	0.10	0.30	3.90
K ² O.....	tr.	tr.	0.05	2.95
P ² O ₅	tr.	0.40	0.18	0.07
H ² O+.....	0.22	0.40	0.45	0.75
H ² O—.....	0.25	0.45	0.20	0.75
S.....	—	—	0.20	—
	100.23	100.75	100.78	99.51

Ces roches sont presque toujours accompagnées d'« anorthosites » (akérites, andésinites, oligoclasites, etc...). Dans la Mandjibé, celles-ci sont presque entièrement composées d'andésine, avec ou sans grenats. Dans l'Ikobey, la Waka et le haut Ikoy, on voit des gneiss oligoclasiques à structure cataclastique qui contiennent en outre du microcline, du quartz et un peu de biotite. Dans le voisinage immédiat de ces derniers, ont été observés, à part les grunéritites, des gabbros et des pyroxénolites, ainsi que leurs équivalents recristallisés. A côté des grunéritites du haut Ikoy et de l'Ikobey, existent des gabbros, des pyroxénolites feldspathiques, ainsi que des roches à hornblende et plagioclase. Dans la Waka, nous avons recueilli des amphibolites feldspathiques et, dans le Davo, amphibolites et pyroxénites ne forment par endroits qu'un même rocher, séparées par des intercalations granitiques de quelques centimètres d'épaisseur.

Dans le bassin inférieur de l'Ikoy, les schistes métamorphiques épargnés par la granitisation sont traversés par de petits massifs et filons de gabbros et pyroxénolites, qui montrent partout des transformations profondes, mésométarmorphiques. A la place des pyroxènes, rarement conservés, on observe de la hornblende et de l'épidote, ou bien

1. Analyses exécutées par M. PATUREAU, Lab. du C. N. R. S.

de la hornblende accompagnée d'actinote et de chlorite. Il s'y ajoute parfois du grenat.

Des roches analogues, recristallisées ou non (gabbros, norites, pyroxénolites), existent également le long de l'Ogooué et dans le N du Gabon ¹. Dans la grande forêt, malheureusement, les bons affleurements sont rares et l'on rencontre surtout des amoncellements de blocs. Il nous a été impossible de préciser, comme nous l'aurions désiré, les relations existant entre les diverses roches que nous venons de décrire, exception faite pour la région métamorphique de l'Ikoy, où des recherches très détaillées ont été effectuées. De nombreux affleurements montrent néanmoins qu'il s'agit tantôt de massifs disjoints par la montée granitique, tantôt de simples témoins « flottant » dans le granite et traversés par des filons et filonnets de ce dernier. Certains gneiss migmatiques ont été injectés lit par lit par le granite et affectés de plissements pygmatiques. A en juger d'après la dispersion des affleurements, certains massifs du haut Ikoy, de l'Ikobey et de la Louga (Bouali), composés essentiellement de grunéritites, ont une superficie de plusieurs km².

En résumé, parmi ces roches, on distingue quatre sortes de produits :

- anorthosites, à prédominance d'aluminium,
- grunéritites, à prédominance de fer,
- pyroxénites, à prédominance de magnésium,
- gabbros et dolérites, représentant des types non différenciés.

Voici les valeurs des éléments de la somme R'_v , calculés en % de valences ($Al_v + FeTi_v Mg_v = 75 \%$), suivant une méthode que nous avons proposée par ailleurs ² :

	1	2	3	4	moyenne de 1 et 4	dolérite de référence
Al_v	6.70	13.48	19.71	72.48	39.59	39.00
$FeTi_v$	52.50	55.28	52.58	1.90	27.20	28.25
Mg_v	15.80	6.24	2.71	0.62	8.21	7.75

Ces chiffres sont assez significatifs pour qu'on puisse supposer qu'il s'agit de produits de différenciation d'un magma basaltique ayant évolué, suivant le cas, vers la concentration d'un des trois éléments essentiels de la somme R'_v , ultérieurement recristallisés. On ignore pourquoi les pyroxénolites et les gabbros sont connus à la fois sous la forme normale et sous la forme recristallisée, alors que les « anorthosites » et les grunéritites n'ont été observées jusqu'à présent qu'à l'état recristallisé.

1. B. CHOUBERT, *Étude géologique des terrains anciens du Gabon*, Desfossés, Paris, 1937.

2. B. CHOUBERT, *Géochimie des magmas et permanences statistiques*, *Mém. Soc. géol. Fr.*, n° 54, t. XXVI, fasc. 1-3, Paris, 1947.

La présence constante des « anorthosites » à côté des grunéritites pourrait faire croire à une différenciation des roches basaltiques sous l'action du métamorphisme, aboutissant à la concentration en lits des éléments noirs et blancs, mais l'importance des massifs de grunérite exclut cette hypothèse. La différenciation est bien antérieure au métamorphisme et a engendré des anorthosites, des grunéritites ou des pyroxénites à partir d'un magma basaltique dont les représentants non différenciés semblent être des gabbros, souvent transformés en amphibolites banales.

Dans la série ferrugineuse des roches magmatiques, on connaît très imparfaitement les produits silicatés de différenciation, en dehors de l'unique échantillon décrit par Washington sous le nom d'araphite¹ (basaltes des Montagnes Rocheuses riches en magnétite), très proche de nos grunéritites d'après le calcul de R'_v .

L'origine magmatique de certains termes ferrugineux ayant une composition minéralogique analogue à celle des grunéritites — et qui ont été décrits en Suède sous le nom d'eulysites —, a été longtemps discutée jusqu'au jour où H. von Eckermann² a découvert, à côté des eulysites à hudsonite et grunérite, des roches composées presque uniquement de fayalite. Celles-ci sont voisines de la collobriérite recueillie par A. Lacroix dans le département du Var et traversent les formations plus anciennes sous forme de filons.

Outre la teneur élevée en Fe, un autre caractère essentiel de toutes ces roches est la pauvreté en alcalins.

Les grunéritites du Gabon ne sont pas aussi riches en fer que les eulysites, mais la constance de leur composition chimique les situe à un niveau bien déterminé de la série qui n'avait pas encore été signalé. L'existence de cette famille semble combler une lacune du groupe silico-ferrugineux, qui devient ainsi comparable aux séries alumineuse et magnésienne dont les termes extrêmes sont connus depuis longtemps.

Quoi qu'il en soit, dans leur état actuel, il s'agit bien de roches métamorphiques qui, après avoir été recristallisées dans la catazone, sont ensuite passées dans des régions moins profondes, où les pyroxènes ainsi qu'une partie du minéral ont été remplacés par des amphiboles ferrugineuses.

En dehors de ces roches à caractères chimiques et géochimiques constants, il existe dans ces régions une grande variété

1. J. WASHINGTON. *Acad. Sc.* v. 3, 1913, p. 449.

2. H. VON ECKERMANN. *Geol. Fören. Förhandl.*, Stockholm, 1922.

de roches métamorphiques dont la composition instable ne permet guère d'opter pour une origine déterminée. Certaines semblent avoir une origine sédimentaire.

Dans l'Ikobey, la Louga et le haut Ikoy, on observe, par exemple, des quartzites ferrugineux. On voit sous le microscope qu'ils contiennent une petite quantité de grunérite en voie de transformation en hématite et beaucoup de quartz. Nous ne les avons jamais observés en contact avec les roches décrites plus haut et ils ne semblent pas avoir avec elles de relations génétiques étroites.

Au groupe d'origine incertaine, appartient une très belle spinellite composée de pléonaste, de corindon et de rutilé avec un peu de biotite et de delessite. Elle provient de la rive gauche de la Waka, à quelques kilomètres au N du village Dondo-Waka.

EXPLICATION DE LA PLANCHE XXIII

FIG. 1. — Cumingtonite maclée polysynthétiquement, englobant le grenat, l'hypersthène, le quartz et de très petits grains de sphène. Rive dr. de la Louga. Lum. nat. Gross. 55.

FIG. 2. — Hudsonite au centre d'une grunérite. Bassin de Moyenne Madjibe. Lum. nat. Gross. 55.

LE STYLE STRUCTURAL NORD-PYRÉNÉEN DANS LES ALPES BERGAMASQUES

PAR L. U. de Sitter¹.

Sommaire. — L'auteur distingue dans les Alpes bergamasques plusieurs gradins successifs, délimitant quatre zones du N au S : zone des massifs satellites, zone des nappes d'écoulement, zone des plateaux, zone d'effondrement de la plaine du Pô. La tectonique de cette région rappelle celle du versant nord-pyrénéen.

Il est difficile d'analyser la surrection des grandes chaînes de montagnes. Souvent il est impossible de dater les périodes de paroxysme à cause du manque de sédiments immédiatement postérieurs et antérieurs à la surrection et il est rare que les poudingues du type molasse puissent être analysés avec un détail suffisant pour permettre de distinguer les phases successives. Toutefois, il est incontestable que la surrection d'une chaîne alpine fait partie intégrante de son histoire structurale.

Le terme de « tectogénie » a été introduit par Escher², pour distinguer deux phases structurales, la première « tectogénique » et la seconde « orogénique », correspondant respectivement à une compression et à une surrection morphologique. Cette notion, fortement soutenue par celle de l'isostasie, et par la notion du « Gipfflur » éclaircit la succession générale des mouvements, mais il faut tout de même l'appliquer avec circonspection.

Par exemple, il est très probable que la compression, « phase tectogénique », qui a créé les plis failles des nappes helvétiques, n'était pas accompagnée d'une surrection simultanée, mais qu'une phase ultérieure de surrection isostasique et « orogénique » les a fait glisser vers le bas. Ultérieurement, une nouvelle phase « tectogénique » a redressé les molasses, dérivées de cette surrection, en même temps que les parties frontales des nappes³. Dans ce cas la succession des événements est bien établie et en parfaite concordance avec la théorie. Il n'en est pas de même pour les Alpes bergamasques.

1. Note présentée à la séance du 21 novembre 1949.

2. ESCHER, B. G. Grondslagen der Algemeene Geologie, 7^e éd., Amsterdam, 1948, p. 388.

3. GAGNEBIN, E. Quelques problèmes de la tectonique d'écoulement en Suisse orientale. *Bull. Lab. géol. Lausanne*, n° 80, 1945.

En 1939¹ et en 1949² j'ai décrit la structure des Alpes méridionales comme comportant quatre ou cinq gradins, séparés par des failles raides ou flexures quasi verticales, formant en quelque sorte un escalier gigantesque, dont les marches seraient plus ou moins horizontales.

La même comparaison a été employée par M. Destombes³ pour décrire le versant N des Pyrénées, où on monte par trois gradins depuis le bassin d'Aquitaine jusqu'au massif d'Arize; deux étapes analogues nous amèneraient, la première sur le massif des Trois-Seigneurs, la seconde, sur la zone axiale.

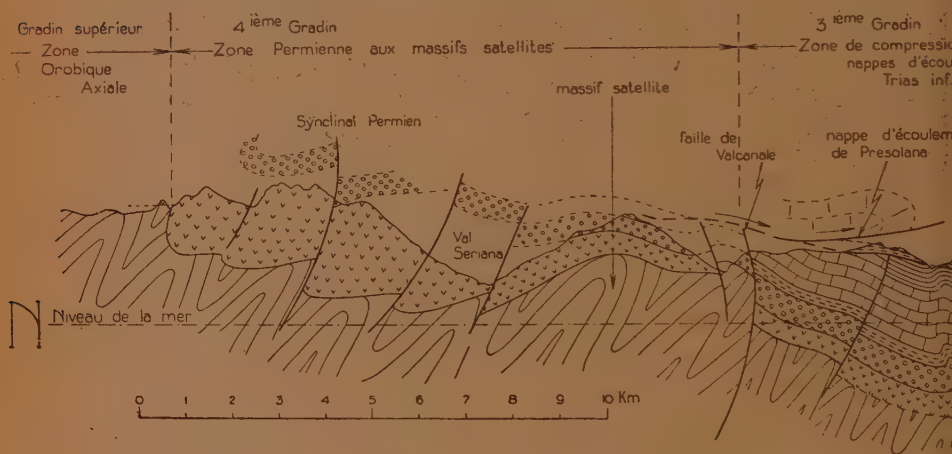


FIG. 1. — Coupe schém.

L'analogie des deux régions va beaucoup plus loin qu'une similitude superficielle. Comme les géologues pyrénéens (et surtout M. Casteras⁴) l'ont montré, la zone axiale est séparée de la zone nord-pyrénéenne par une grande faille ou plutôt plusieurs failles échelonnées. Au Nord de cette zone faillée, dans la zone septentrionale, on trouve premièrement les nombreux massifs satellites, chacun d'eux représentant un pli de fond avec un noyau

1. DE SITTER, L. U. La géologie des Alpes méridionales d'après les levés récents. *Geol. et Mijnb.*, 1939, p. 68.

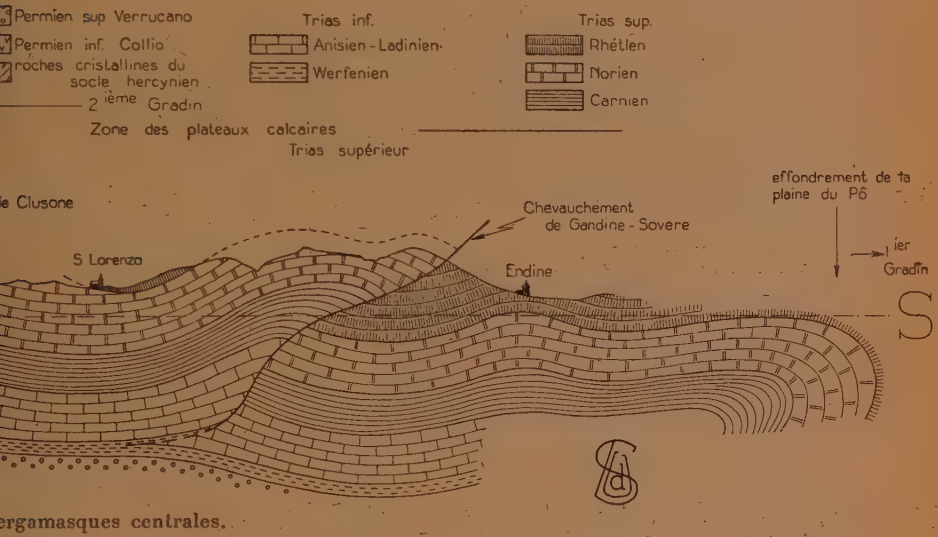
2. DE SITTER, L. U. The Geology of the Bergamasc Alps. *Leidsche geol. Med.*, vol. XIV, 1949.

3. DESTOMBES, J. P. La couverture post-hercynienne du massif de l'Arize au pays de Serou (Ariège). *B. S. G. F.*, (5), XVIII, 1948, p. 327-340.

4. CASTERAS, M. Recherches sur la structure du versant nord des Pyrénées centrales et orientales. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 37, n° 189, 1933.

primaire et une enveloppe secondaire et ensuite, sur un gradin plus bas, septentrional, ce que J. P. Destombes appelle la zone triasique et les causses jurassiques. Enfin la zone sous-pyrénéenne, les plis du Crétacé supérieur et éocènes au bord de l'effondrement définitif du bassin d'Aquitaine, représentent un gradin encore moins élevé.

Dans les Alpes bergamasques on trouve de même au S de la zone orobique, et séparée de cette zone par les grandes failles Orobique et de Gallinera échelonnées, une zone comportant des massifs hercyniens satellites. Le gradin suivant est une zone de



forte compression et est couvert partiellement par de petites nappes d'écoulement qui ont glissé des massifs septentrionaux plus élevés. Évidemment, les structures pyrénéennes sont un peu moins comprimées et il y manque les petites nappes d'écoulement.

Comme dans les Pyrénées, ce gradin est suivi d'une zone beaucoup moins plissée comparable à la zone des causses jurassiques des Pyrénées. Enfin, l'effondrement de la plaine du Pô comme celui de l'Aquitaine, indique un déplacement vertical important..

Les massifs satellites des Alpes bergamasques comme les autres zones, sont séparés les uns des autres par des failles ou des flexures qui, comme dans les Pyrénées, ne sont pas continues mais se relayent.

géniques et orogéniques successives. Le fait incontestable que, dans les Alpes bergamasques, les chevauchements d'écoulement reposent sur la zone à forte compression et n'ont pas pris part eux-mêmes à cette compression, montre que les chevauchements sont postérieurs à la surrection des gradins. D'autre part les plis de cette zone se sont écrasés contre les remparts de la masse élevée du gradin septentrional, autrement dits les gradins existaient déjà avant la compression principale. Dans cette succession d'événements, surrection en gradins, compression accompagnée de structures imbriquées dans le gradin élevé et de plis failles dans le gradin effondré suivies d'une tectonique d'écoulement de la couverture sédimentaire du gradin élevé sur le gradin effondré, il n'y a rien de contradictoire. Il faut noter que les écoulements sont absents quand la différence d'altitude des gradins est trop petite. Ils diminuent d'amplitude quand la flexure ou faille diminue de rejet et disparaissent tout à fait avec le nivellement des gradins.

On voit donc que la surrection est très étroitement liée à la compression ; on ne peut pas distinguer avec certitude une phase de compression antérieure à celle de surrection.

Au commencement de cette note, nous avons vu que, sur le versant N des Alpes, la succession hypothétique des deux phases, orogénique et tectogénique, est bien en accord avec les faits si l'on admet une répétition de cette succession chaque fois qu'il est question d'une compression. Sur le versant S, au contraire, le raccordement devient difficile, sinon impossible, et l'on commence à douter de la validité de l'hypothèse.

Le style nord-pyrénéen, terme que nous voudrions adopter pour désigner cette structure en gradins avec morcellement en massifs satellites dans les flancs des grandes chaînes de montagnes, n'est probablement pas restreint au deux cas mentionnés. Citons, par exemple, la Cordillère des Andes. Mais il serait vain de chercher à appliquer les conceptions conçues dans des régions bien étudiées à des territoires qui ne sont connus que superficiellement.

LES BRYOZOAIRE DE L'OLIGOCÈNE DE BASSE-ALSACE

PAR **E. Buge**¹.

Sommaire. — Les Bryozoaires de l'Oligocène de Basse-Alsace se répartissent dans trois espèces. L'auteur étudie en détail les variations de *Crassimarginatella macrostoma* REUSS 1847 (*Cellaria*) et propose un nouveau nom : *Membranipora falunica* pour *M. macrostoma* CANU et LECOINTRE 1925 (non REUSS 1847).

Les matériaux étudiés au cours de ce travail ont été communiqués par M^{lle} Gillet à M. Roger qui m'en a confié l'étude. Je les en remercie ici.

Ils proviennent de sondages effectués dans le Bas-Rhin². Ce sont des sédiments marneux (marnes à Foraminifères). Ils contiennent une abondante faune bryozoologique, très riche en individus mais pauvre en espèces. 3 formes peuvent y être distinguées : *Electra* sp. cf. *elliptica* REUSS 1872 (*Membranipora*), *Crassimarginatella macrostoma* REUSS 1847 (*Cellaria*), et enfin une forme indéterminable, mais très répandue dans ces marnes.

1) *Electra* sp. cf. *elliptica* REUSS 1872 (*Membranipora*).

Colonie encroûtante, d'assez grande taille. Le gymnocyste est bien visible. La colonie est très érodée. La trace des épines (?) est perceptible sur le cadre de la zoécie. La taille des zoécies est assez grande : $Lz = 0,54-0,48$; $Lo = 0,40-0,34$; $lz = 0,37-0,23$; $lo = 0,23-0,14$ ³.

L'état de conservation de cette colonie unique ne permet pas une détermination plus précise. Il est même possible que l'espèce n'appartienne pas au genre *Electra*.

Membranipora elliptica a été décrit pour la première fois par Hagenow en 1839. D'après Canu (1900), il est préférable de considérer REUSS comme auteur, car ses figures sont meilleures et ne prêtent pas à confusion. Les dimension micrométriques indiquées par Canu (p. 355) sont un peu différentes des nôtres, mais ne sont pas un obstacle absolu à l'assimilation des spécimens alsaciens à l'espèce d'Europe centrale.

1. Note présentée à la séance du 19 décembre 1949.

2. Pour la stratigraphie des couches et la paléogéographie des gisements, je renvoie au travail de M^{lle} GILLET.

3. Toutes les mensurations sont données en mm.

2) *Crassimarginatella macrostoma* REUSS 1847 (*Cellaria*).

Fig. 1-3.

1847. — *Cellaria macrostoma* REUSS. Die fossilen Polyparien des Wiener Tertiärbeckens, p. 64, pl. 8, fig. 5-6.
1869. — *Biflustra macrostoma* REUSS. Paläontologische Studien über die älteren Tertiärschichten der Alpen, p. 274, pl. 33, fig. 12-13.
1877. — *Flustrellaria macrostoma* MANZONI. I Briozoi fossili del Miocene d'Austria ed Ungheria, p. 67, pl. 13, fig. 46.
1885. — *Membranipora macrostoma* KOSCHINSKY. Ein Beitrag zur Kenntniss der Bryozoenfauna der älteren Tertiärschichten des südlichen Bayerns, p. 22.
1891. — *Membranipora macrostoma* WATERS. North Italian Bryozoa, p. 11.
1900. — *Membranipora macrostoma* NEVIANI. Briozoi terziari e posterziari della Toscana, p. 15.
- non 1881. — *Membranipora macrostoma* WATERS. On fossil Chilostomatous Bryozoa from southwest Victoria, p. 323, pl. 14, fig. 18-19.
- non 1882-1883-1885. — *Membranipora macrostoma* WATERS. Quart. J. Geol. Soc. London (plusieurs citations de cette espèce, du Tertiaire australien, mais sans figuration).
- non 1925. — *Membraniporina macrostoma* CANU et LECOINTRE. Les Bryozoaires Cheilostomes des Faluns de Touraine et d'Anjou, p. 14, pl. 1, fig. 8.

DESCRIPTION : Le zoarium est extrêmement variable. On trouve tous les intermédiaires entre la forme quadricellaire typique (fig. 1 a, 2) et la forme en fronde aplatie plus ou moins irrégulière (fig. 1 e-k). L'un des exemplaires est même du type encroûtant, mais sans support solide (fig. 1 l). La forme des zoécies varie en fonction de celle du zoarium : très allongées dans les colonies quadrisériées, les zoécies deviennent ovales sur les zoarium étalés.

Les zoécies sont brillantes, de couleur gris foncé, bien distinctes les unes des autres. Le cadre est épais. Il porte quelquefois deux crêtes concentriques peu accentuées, mais il ne s'agit pas là d'un phénomène de régénération zoéciale. L'ensemble de la zoécie est très finement granuleux.

Les aviculaires, très rares, sont allongés et typiquement du genre *Crassimarginatella* CANU 1900. Ils peuvent être observés sur les exemplaires étudiés dans cette note (fig. 3) et sur ceux du Priabonien de Brendola (Coll. Canu).

MENSURATIONS : Zoécies des colonies quadrisériées (fig. 2) : Lz = 0,80-0,69 ; Lo = 0,54-0,48 ; lz = 0,34-0,31 ; lo = 0,17-0,14.

Zoécies des colonies étalées (fig. 1 i) : Lz = 0,65-0,60 ; Lo = 0,46-0,40 ; lz = 0,49-0,40 ; lo = 0,31-0,23.

Zoécies non complètement développées (taille minimum) : Lz = 0,31 ; Lo = 0,26 ; lz = 0,21 ; lo = 0,17.

VARIATIONS : Cette espèce est très curieuse par les déconcertantes variations de forme du zoarium. Les zoécies de la forme

quadriceilaire et de la forme étalée sont complètement différentes tant par leurs dimensions absolues que par le rapport de leurs dimensions. Mais il est impossible de séparer les deux types entre lesquels on trouve tous les intermédiaires. On trouve également tous les termes de passage en ce qui concerne le rapport

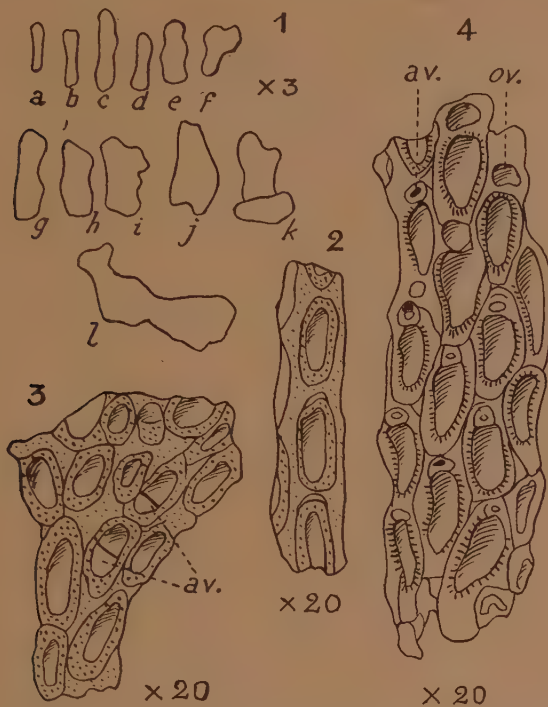


FIG. 1. — *Crassimarginatella macrostoma* REUSS 1847. Silhouette de quelques zoaires montrant leur variabilité. a, forme quadriseptée, b-d, passage de la forme quadriseptée à la forme vinous, e-k, forme vinous, l, forme encroûtante. ($\times 3$).

FIG. 2. — *Id.* Colonie du type quadrisepté ($\times 20$).

FIG. 3. — *Id.* Colonie du type vinous montrant les aviculaires (av) ($\times 20$).

FIG. 4. — *Ellisina macrostoma* WATERS 1881 (non REUSS). Colonie du Balcombien du Victoria. av. = aviculaires, ov. = ovicelles. ($\times 20$).

longueur / largeur de la zoécie, rapport qui varie de 2,4 à 1,4 lorsque l'on passe d'exemplaires quadriseptés à des exemplaires aplatis.

Les zoécies ont cependant une morphologie très uniforme. Elles ne se distinguent pratiquement que par leur taille. On rencontre assez souvent de petites zoécies dont les mensurations sont fournies ci-dessus. Plutôt que des zoécies de régénération, il semble

que ce soit des individus avortés. Ce phénomène peut sans doute s'expliquer en partie par le milieu très spécial dans lequel vivait l'espèce (voir S. Gillet). Les Bryozoaires ne sont généralement pas bien représentés, sauf quelques exceptions, dans les milieux marneux. C'est ce qui explique, dans le cas de cet Oligocène du Bas-Rhin, le grand nombre des colonies ne représentant que deux espèces. Ce sont celles qui ont pu s'adapter à ces conditions de vie.

AFFINITÉS : La figuration de Reuss (1869) est très bonne. Les dimensions micrométriques que l'on peut relever sur sa figure de 1847 sont très voisines de celles de nos exemplaires : $Lz = 0,76-0,72$; $Lo = 0,54-0,42$; $Iz = 0,48-0,42$; $Io = 0,36-0,30$.

Waters a cru reconnaître l'espèce de Reuss dans de nombreux échantillons du Tertiaire australien, notamment du Balcombien du Victoria. Sa figure, ainsi que des échantillons qu'il avait envoyés à Canu, montrent que l'espèce australienne est totalement différente de celle de l'Europe centrale. La présence d'un petit aviculaire de forme caractéristique dans la région distale de la zoécie et d'un ovicelle typique permettent de la classer dans le genre *Ellisina* NORMAN 1903. *M. macrostoma* du Tertiaire d'Australie doit donc recevoir le nom d'*Ellisina macrostoma* WATERS 1881 (*non* REUSS 1847) (fig. 4).

L'espèce décrite par Canu et Lecointre sous le nom de *Membraniporina macrostoma* REUSS diffère également de celle de l'Oligocène allemand. Ses dimensions micrométriques sont plus petites. De plus l'ornementation et la forme du cadre sont différentes. Comme nous ne pouvons définir le genre exact de l'espèce tourangelles, par suite de l'absence de critères suffisants, il me semble nécessaire, pour éviter toute confusion, de lui donner un nouveau nom spécifique. Je propose de la dénommer *Membranipora falunica* nom. nov.

3) *Bryozoa* sp. ¹.

On trouve, dans les marnes oligocènes étudiées, de très nombreuses colonies d'un organisme qui est certainement un Bryozoaire. De teinte nacré, ces zoaria se présentent comme des lames flabelliformes constituées de zoécies naissant les unes des autres par division binaire de certaines d'entre elles. L'ensemble de la colonie peut atteindre plusieurs centimètres carrés et les

1. Cette espèce a été figurée par M^{lle} GILLET B. S. G. F., (5), XIX, 1949, p. 53, pl. 4, fig. 19) sous le nom de *Smittipora* sp., d'après ma première détermination.

zoaria sont parfois entassés les uns sur les autres. M^{lle} Gillet m'avait communiqué une de ces colonies en mauvais état, et j'avais cru y reconnaître un moule interne pouvant se rapporter au genre *Smittipora*. Le très abondant matériel qu'elle m'a fourni par la suite, me permet de réviser cette interprétation. Cette espèce ne peut être attribuée à aucun genre connu. L'orifice est très rarement visible. Sur plusieurs centaines de colonies examinées, il n'était conservé, et en très mauvais état, que sur quelques zoécies. C'est cette absence d'orifice qui m'avait incité à y voir un moule interne. Ce Bryzoaire Cheilostome (?) peut toutefois, par son aspect si caractéristique, servir de repère pour le niveau dans le cas d'un faciès analogue.

4) Conclusion.

Du point de vue systématique et biologique, l'intérêt de *Crassimarginatella macrostoma* REUSS est considérable. Il est probable que si la forme quadricellaire et la forme vinculaire avaient été découvertes isolément, il aurait été tentant de les considérer comme deux espèces distinctes ou tout au moins deux variétés. Leur présence simultanée, avec tous les intermédiaires, dans les mêmes sédiments, montre la variabilité de l'espèce. Bien que la colonie des Bryozoaires soit très souvent de forme variable à l'intérieur d'une même espèce, il est relativement rare d'observer le passage d'une forme bien définie à une autre forme bien définie : ici du genre « Quadricellaire » des anciens auteurs au genre zoarial « Vinculaire ». D'ailleurs, quand le polymorphisme des zoaria existe dans une espèce, il ne s'accompagne généralement pas d'un changement aussi accentué des dimensions micrométriques. La grande variabilité de l'espèce alsacienne s'explique, comme il a été dit ci-dessus, par les conditions de vie très spéciales qu'elle devait avoir au Rupélien dans le fossé rhénan.

Du point de vue stratigraphique, il ne peut pratiquement être rien dit. La faune ne comprend qu'une seule espèce déterminée avec certitude et les renseignements qu'elle peut nous fournir sont vagues : *C. macrostoma* REUSS est connue depuis l'Éocène supérieur d'Italie jusqu'au Miocène supérieur de Hongrie. D'après Canu et Lecointre (1925), il est possible que les spécimens nummulitiques n'appartiennent pas à la même espèce que ceux du Néogène. Cette question ne pourra être tranchée que par l'examen de nombreux matériaux permettant de déterminer le coefficient de variabilité de l'espèce dans chaque gisement.

BIBLIOGRAPHIE

- CANU (F.). 1900 — Révision des Bryozoaires du Crétacé figurés par d'Orbigny. II. *Cheilostoma*. *B. S. G. F.*, (3), XXVIII, p. 334-463, 71 fig., 4 pl.
- CANU (F.) et G. LECOINTRE. 1925. — Les Bryozoaires Cheilostomes des Faluns de Touraine et d'Anjou. *Mém. Soc. géol. Fr.*, nouv. sér. n° 4, p. 1-127, 25 pl.
- GILLET (S.). 1949. — Les Invertébrés marins de l'Oligocène de Basse-Alsace. *B. S. G. F.*, (5), XIX, 1949, p. 51-74, 18 fig., 2 pl.
- HAGENOW (F. VON). 1839. — Monographie der Rügen'schen Kreide-Versteinerungen. In: Leonhard und Bronn's neues Jahrbuch. (Bryozoaires, p. 262-96, 643-9).
- KOSCHINSKY (C.). 1885. — Ein Beitrag zur Kenntniss der Bryozoen-fauna der älteren Tertiärschichten des südlichen Bayerns. I. Cheilostomata. *Paleontographica*, t. 32, p. 1-73, 7 pl.
- MANZONI (A.). 1877. — I Briozoi fossili del Miocene d'Austria ed Ungheria. II. *Denk. math. nat. Cl. k. Ak. Wiss.*, t. 37, n° 2, p. 49-78, 17 pl.
- NEVIANI (A.). 1900. — Briozoi terziari i posterziari della Toscana. *Bol. Soc. geol. ital.*, t. 19, p. 349-75, 6 fig.
- REUSS (A. E.). 1847. — Die fossilen Polyparien des Wiener Tertiärbeckens. *Haid. naturwiss. Abhandl.* t. 2, p. 1-109, 11 pl.
- 1869. — Paläontologische Studien über die älteren Tertiärschichten der Alpen. II (Crosaro). *Denk. k. Akad. Wiss.*, t. 29, p. 215-98, 20 pl.
- 1872. — Die Bryozoen und Foraminiferen des unteren Pläners. *Paleontographica*, t. 20, n° 1, p. 97-144, 10 pl.
- WATERS (A. W.). 1881. — On fossil Chilostomatous Bryozoa from southwest Victoria, *Quart. J. geol. Soc. London*, vol. 37, p. 309-47, 5 pl.
- 1891. — North Italian Bryozoa. *Ibid.*, vol. 47, p. 1-34, 4 pl.

SUR LA GÉOLOGIE DU MASSIF DE PLATE (HAUTE-SAVOIE)

PAR **L. Feugueur**¹.

Sommaire. — Donnée nouvelle sur le Nummulitique du plateau d'Arâches et de la Vallée du Giffre. Comparaison avec le Bartonien du Bassin de Paris. Cartographie du massif de l'Arbaron.

INTRODUCTION.

Chargé par le B. R. G. G. d'une étude générale sur les ressources en lignite tertiaire des Alpes, j'ai pu faire quelques observations nouvelles concernant la stratigraphie du Nummulitique d'une part, la cartographie du flanc NW de l'Arbaron et du col de la Frête d'autre part².

Afin d'éviter un historique qui dépasserait en longueur le cadre fixé pour cette note, je citerai les travaux antérieurs avant d'aborder chaque sujet et d'exposer mes observations personnelles.

I. — SRATIGRAPHIE DU NUMMULITIQUE ENTRE L'ARVE ET LE GIFFRE.

La falaise d'Arâches qui domine la vallée de l'Arve en amont de Cluses est géographiquement composée des rochers des Gérats, au S, séparés des rochers de la Balme au N par la faille de Magland.

En 1889, M. G. Maillard [6]³, signalait deux barres urgoniennes, l'une inférieure, l'autre supérieure. Cette idée fut reprise par E. Haug en 1895 [5]. C'est E. Ritter qui signale en 1897 [11] que la barre supérieure est nummulitique et que celle-ci repose sur le Sénonien qui recouvre à son tour l'Urgonien de la barre inférieure dans laquelle sont creusées les grottes de la Balme.

M. Moret, en 1920-21 [9] et en 1934 [8], nous donne plusieurs coupes détaillées du Nummulitique de cette région. Aux *rochers de la Balme* (barre supérieure), il signale la présence de grandes Nummulites dans les calcaires et indique que ceux-ci sont recouverts de

1. Note présentée à la séance du 19 décembre 1949.

2. Certaines courses ont été faites en compagnie de MM. L. GUILLAUME et J. RICOUR.

3. Les chiffres entre crochets renvoient à l'index bibliographique placé à la fin de la note.

couches laguno-lacustres. Il rapporte au *Lutétien moyen* les couches calcaires marines à grandes Nummulites et au *Lutétien supérieur* les assises supérieures laguno-lacustres. M. Moret signale d'autre part, près de Serveray, au S de la faille de Magland (compartiment des rochers des Gérats), l'existence de couches inférieures à débris d'Inocérames surmontées de schistes calcaires noirâtres. Il pense que les couches de base représentent le Lutétien marin des rochers de la Balme et les schistes calcaires, le Lutétien supérieur laguno-lacustre. Selon M. Moret, on observerait donc au N (rochers de la Balme) une formation calcaire marine et une formation lacustre qu'on retrouve au S, rochers des Gérats, avec un faciès très différent. Cet auteur [8, p. 8] pense qu'une telle variabilité dans un espace aussi restreint est due, en partie, à ce que l'on se trouve ici dans une région d'écaillés (ou de nappes) originaires de zones éloignées les unes des autres.

Ayant revu le Nummulitique de cette région, j'ai pu faire quelques observations nouvelles qui remettent en question l'âge des formations lacustres d'Arâches et celles à débris d'Inocérames de Serveray.

1° *Coupe N* (rochers de la Balme). Dans une coupe perpendiculaire à la vallée de l'Arve, entre Arâches et la barre supérieure qui domine les grottes de Balme, on observe de haut en bas :

9. — Marnes bleuâtres à Globigérines, grès et marnes micacées de Taveyannaz en masse puissante, constituant les sommets voisins qui dominent Arâches à l'E.

8. — Calcschistes et calcaires bleus ou noirâtres à faune marine, Mollusques et *Nummulites striatus*, *N. Fabiani*, etc. 30 à 40 m.

Lacune d'observation (éboulis et végétation), correspondant probablement aux assises 5 à 7 de la coupe des Gérats.

4. — Calcaire avec lits de silex meulériisé en traînées rubannées avec Gastéropodes d'eau douce (Bythinies et Lymnées) et fragments de *Chara* 15 m env.

3. — Calcaire fin bleuâtre, ressemblant au Sénonien, avec bancs se délitant en boules pseudo-conglomérat, dont le ciment serait identique aux éléments. 2 à 3 m.

2. — *b*) Partie supérieure altérée, rognoneuse. 0,20-1 m.

a) Barre calcaire ressemblant à l'Urgonien, avec conglomérat bréchique, peu caractérisé à la base. L. Moret a signalé : *Nummulites perforatus*, *N. Millecapt*, *Alveolina elongata*.
15 à 18 m.

1. — Banc de calcaire gréseux très dur, noirâtre, roux en altération. 0,80 m.

0. — Sénonien très tectonisé, schisteux à cassure irrégulière. Cette masse très épaisse repose sur la barre inférieure d'Urgonien.

2° *Coupe S* (rochers des Gérats). Au S de la faille, j'ai relevé la coupe du Nummulitique du Mont-Favy, près de Serveray, qui montre la succession suivante de haut en bas :

10. — Calcaire noirâtre à Nummulites et Orthophragmines, alternant localement vers le S avec un calcaire fin ressemblant au Sénonien.
9. — Calcaire noirâtre très fossilifère, pétri de petites Nummulites, d'Orthophragmines et de Mollusques, principalement des Peignes sous formes de moulages avec nombreux Polypiers.
8. — Calcaire noirâtre, marneux à rares Nummulites et Orthophragmines, cassure irrégulière à poussière charbonneuse.. 4 à 5 m.
7. — Calcaire sableux gris, peu consolidé, légèrement marneux, à cassure schisteuse, irrégulière, avec rares débris d'Inocérames. 2 à 3 m.
6. — Grès calcaire dur, pétri de test d'Inocérames, très fragmenté, provenant du lessivage des assises supérieures du Sénonien, avec lits irréguliers de conglomérat à petits éléments calcaires. On trouve, dans cette assise, quelques rares petites Nummulites..... 5 m.
5. — Conglomérat grossier ravinant irrégulièrement le Sénonien. Les éléments qui composent cette assise, sont des galets de calcaire fin du Sénonien (assez nombreux), galets de calcaire à grandes Nummulites (rares) et plaquettes de silex provenant des assises laguno-lacustres visibles dans la coupe de la Balme et rapportées au Lutétien supérieur par M. Moret [8 p. 61], et représentées par les n^{os} 1 à 4 de la coupe de la Balme..... 0,50 m à 1 m.
0. — *Sénonien*. a) Sénonien schisteux à calcaire fragmenté, écailleux avec délit marneux de couleur verte et brun rouge. En cassure fraîche, ces deux couleurs passent de l'une à l'autre. Certaines couches sont pétries de test d'Inocérames qui alternent avec des plaquettes calcaires verdâtres à *Rosalines*.
b) Calcaire sublithographique en bancs subhorizontaux (pente W du Mont-Favy).

La découverte la plus intéressante est la présence de calcaires marins à *Nummulites Millecaput* et *N. perforatus*, donc indiscutablement lutétiens dans le conglomérat de base des assises à débris d'Inocérames au Mont-Favy (n^o 5 à 7 de la coupe S). Ces dernières ne peuvent donc pas être mises en équivalence latérale avec les couches lutétiennes marines des rochers de la Balme (n^{os} 1 et 2 de la coupe N).

Ces couches sont recouvertes par les assises à *Cerithium Diaboli* et petites Nummulites du Priabonien. L'âge des couches à débris d'Inocérames, petites Nummulites rares et galets lutétiens, est donc compris à Arâches entre le Lutétien et le Priabonien.

Des assises analogues se retrouvent ailleurs sur la route de

Sixt à Samoëns (vallée du Giffre), où j'ai pu revoir la coupe signalée par M. Moret en 1924 [9] et 1934 [8] que je résume ci-dessous :

6. — Couches à Cérithes, Cyrènes, etc... (Priabonien inférieur des Diablerets).
5. — Marnes fossilifères à Limnées et Planorbes, dont *Limnea longiscala*.

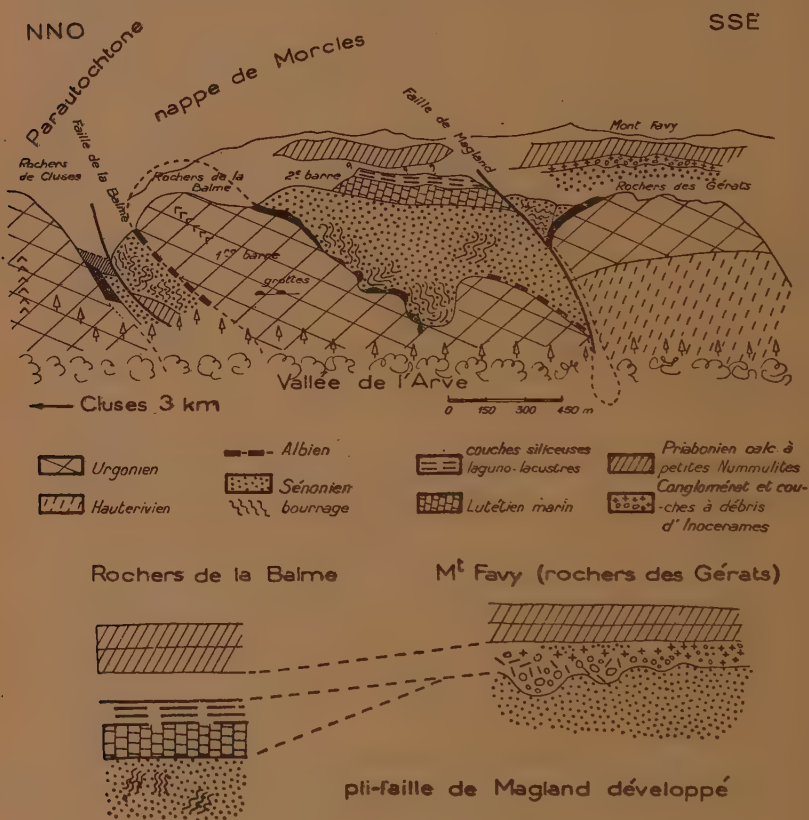


FIG. 1. — Coupe de la rive droite de l'Arve.

4. — Conglomérat à galets laguno-lacustres et ciment à petites Nummulites.
3. — Couches siliceuses laguno-lacustres à petits Gastéropodes alternant avec des calcaires à test d'Inocérames.
2. — Schistes gris, riches en débris de test d'Inocérames.
1. — Conglomérat de base.

Des éboulis ne m'ont pas permis de relever une coupe aussi

détaillée, j'ai cependant pu retrouver le niveau fossilifère à Limnées et les couches à *Cerithium Diaboli*, base du Priabonien.

Les couches à débris d'Inocérames, base de cette coupe, paraissent bien correspondre à celles d'Arâches (coupe S du Mont-Favy). M. Moret, remarquant l'analogie de faciès, leur attribue le même âge, c'est-à-dire Lutétien, tout en faisant remarquer, au sujet de la présence de *Limnea longiscata* habituellement cantonnée dans le Bartonien, que cette espèce se retrouve dans les galets des sables d'Auvers du Bassin de Paris, et qu'elle peut, de ce fait, appartenir à une formation plus ancienne.

Dans ce qui suit, je me propose de discuter l'âge des couches laguno-lacustres à *Limnea longiscata* et des calcaires marins à débris d'Inocérames.

Âges des couches à *Limnea longiscata* et à débris d'Inocérames. Il paraît actuellement bien établi, à la suite des travaux de Munier-Chalmas [10], de MM. R. Abrard [1] et L. et J. Morellet [7], que, dans le Bassin de Paris, les couches laguno-lacustres à *Limnea longiscata* appartiennent au Bartonien. Le fait que les sables d'Auvers, situés à la base des formations bartoniennes dans le Bassin de Paris, renferment déjà cette espèce, s'explique par le ravinement des couches plus anciennes dont l'âge bartonien est démontré, outre *Limnea longiscata* par : *Cerithium tuberculosum* Lk., *C. Maryense* MUN-CH., *Potamides mixtus* (DEFR.), *Batillaria Bouei* (DESH), *P. perditus* (BAYAN), etc.... Ces fossiles, qui sont caractéristiques de formations laguno-marines et laguno-lacustres, se retrouvent en place dans des formations bartoniennes plus récentes, sables de Beauchamp, du Guépel, d'Écouen-Ézanville, et calcaire de Saint-Ouen.

Ainsi, nous avons tout d'abord constaté la présence dans les Alpes, de formations laguno-marines et laguno-lacustres entre le Lutétien marin et le Priabonien marin. Dans le Bassin de Paris, à la même place stratigraphique, nous observons d'autres assises laguno-marines et lacustres. Bien que ces assises ne se retrouvent plus en place, leur existence n'en est pas moins certaine.

Les couches à débris d'Inocérames et petites Nummulites, ainsi que les assises laguno-marines ou lacustres de Sixt à *Limnea longiscata*, semblent donc appartenir au Priabonien. Elles constitueraient d'ailleurs l'extrême base de cet étage si important dans les Alpes. Ces formations, qui semblent avoir une étendue restreinte, sont surmontées des assises encore laguno-marines à *Cerithium Diaboli*, dont l'extension est plus importante, et qui terminent la série laguno-marine post-lutétienne. Immédiatement au-des-

sus, vient une couche très fossilifère à Polypiers, Mollusques marins et petites Nummulites en abondance, associées à des Orthophragmines. Ce lit à Polypiers se retrouve à Montmin près d'Annecy et dans toute la région d'Arâches.

Le faciès rouge des couches sénoniennes du Mont-Favy semble provenir ici de l'altération des calcaires verts. Cette altération est probablement contemporaine à la période de sédimentation pendant laquelle les dépôts marins du Lutétien se sont formés plus au N.

II. — CARTOGRAPHIE DU FLANC NW DE L'ARBARON.

La montagne de l'Arbaron (anciennement Arbairon) (sommet à 1.955 m) est située au SE d'Arâches, entre le torrent de l'Épine au NW, le cirque du lac de Flaine, et le vallon de la Colonne au SW. Cette montagne, qui domine le plateau d'Arâches, se trouve en contre-bas de la Croix de Fer, 2.337 et du Colonné, 2.692. Elle fait partie intégrante du massif de Platé et, avec celui-ci, a fait l'objet de plusieurs travaux géologiques dont je ferai ici un historique sommaire.

A. Favre [4] a décrit la faille de la Colonne. M. G. Maillard [6] donne une coupe de cette région en rattachant les lignites éocènes de la mine de l'Épine à la montagne de l'Arbaron. Il pense que l'Arbaron est constitué de toute la série crétacée et éocène. E. Haug [5] remarque que la faille de la Colonne, au lieu de continuer au-delà de la mine de charbon s'infléchit vers le NE, pour se raccorder avec un anticlinal à charnière SW-NE. Cet anticlinal est indiqué sur la 1^{re} édition de la feuille d'Annecy par une bande de Nummulitique, située entre deux bandes de Flysch, qui se poursuivrait jusqu'aux chalets de Vernant. E. Ritter [11] essaie de montrer la liaison qui pourrait exister entre la barre élevée des Aiguilles de Varens et la pointe du Colonné d'une part, avec les plis couchés à synclinaux faillés de l'Arbaron et des rochers de la Balme d'autre part.

M. Moret [9], qui s'est surtout attaché à l'étude stratigraphique du Nummulitique de cette région, a noté l'absence locale de celui-ci à la Colonne, le vallon est en effet creusé dans le Sénonien qui butte par faille contre l'Hauterivien. Cette faille, connue depuis A. Favre [4], a été réduite par M. Moret dans sa partie S. Cet auteur l'arrête en effet avant les Granges du Luth, alors que E. Haug, dans la 1^{re} édition, la continuait jusqu'à Passy.

Les contours que j'ai pu relever dans cette région au cours de levés au 20.000^e, diffèrent sensiblement de ceux de mes prédécesseurs. A la lumière des observations qui précèdent, la série stratigraphique peut se résumer comme suit :

PRIABONIEN. — Marnes noirâtres, micacées, feuilletées et grès de Taveyannaz.

Marnes micacées et marnes bleues à Globigérines.

Calcaire à petites Nummulites et lignite d'Arâches.

Calcaire à test d'Inocérames et conglomérat à galets lutétiens de base, couches lacustres et laguno-lacustres de la vallée du Giffre ?

LUTÉTIEN. — Calcaire lacustre d'Arâches ?

Calcaire à grandes Nummulites d'Arâches.

SÉNONIEN. — Calcaire schistoïde, cassure irrégulière, vert et rouge par altération à Serveray.

Calcaire sublithographique en banc de 0 m.20-0 m.30.

ALBIEN. — Grès vert glauconieux, très fossilifère, nodules phosphatés.

Grès vert dur (quartzite).

Marnes noirâtres schisteuses.

URGONIEN. — Calcaire massif gris à Rudistes.

HAUTERIVIEN. — Calcaire en plaquettes de teinte sombre.

La plus grande partie de cet ensemble se retrouve dans une coupe NW-SE entre le torrent de l'Épine (1300) et le sommet de l'Arbaron (1955). (Voir la coupe ci-dessous).

1° *Torrent de l'Épine, chalets de Plaine Joux et des Cordées.* — Marnes bleuâtres et micacées. Ces marnes donnent naissance à un pâturage qui s'étend jusqu'aux chalets des Molliets (Priabonien moyen).

2° *Arête rocheuse au-dessus des chalets des Cordées.* — Calcaire gris bleu, fin, à cassure esquilleuse. P. Marie a pu reconnaître en lame mince la présence de *Globigerina* sp., *Lagena sphaerica* KAUFF., *Rosalinella* sp. (Sénonien).

3° *Replat, reposant sur l'arête précédente et nettement visible par sa végétation d'Hygrophytes.* — Grès vert siliceux, glauconieux, très fossilifère (Ammonites, Gastéropodes et Acéphales, Bryozoaires), avec nodules phosphatés et marnes schisteuses noirâtres (Albien).

4° *Flanc de l'Arbaron, rochers et placages de gazon.* — Calcaire gris bleu foncé à Rudistes. P. Marie a reconnu, en lames minces, d'abondants *Miliolidae*, certains avec carènes, *Orbitalina* sp. et *Bolivina* sp. (Urgonien).

5° *Arête rocheuse verticale de 15 m environ.* — Grès vert glauconieux (quartzite à la base) et niveau phosphaté très fossilifère au sommet. Même faune qu'en 3 (Albien).

6° *Sommet de l'Arbaron* (signal à 1.955). — Calcaire fin en bancs bien lités, à cassure nette et entre-bancs de calcaire schistoïde, marneux grisâtre (Sénonien typique de la région).

Le Tertiaire, absent au sommet de l'Arbaron, se retrouve plus au NE mais uniquement sur le flanc normal et en couverture. Cette couverture constitue les arêtes dominant la Combe Enverse et

se confond vers le N avec les grès de Taveyannaz de la Tête du pré de Saix.

De cette coupe, ressort une interprétation nouvelle pour cette montagne qui est un pli couché, comme le pensait déjà M. G. Mailard [6] en 1889. Ce pli, grâce aux nouveaux contours, apparaît comme plus déporté vers le NW. Son axe est bien orienté NE-SW et s'abaisse vers le NE. Son flanc inverse, qui avait échappé

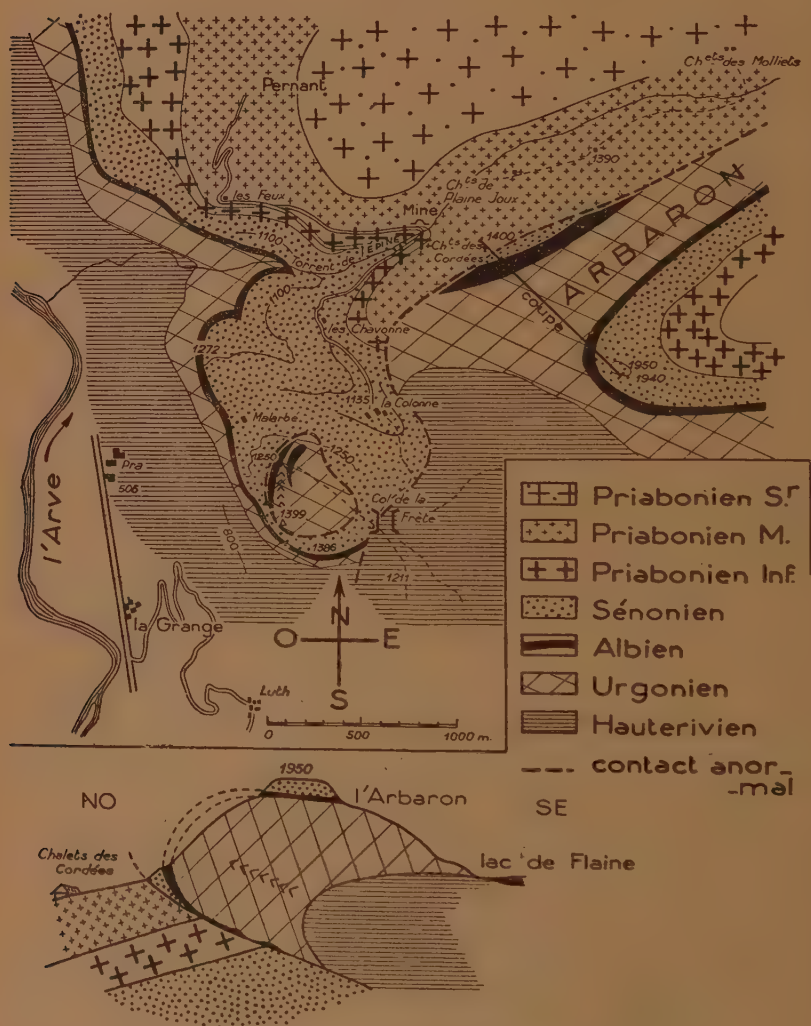


FIG. 2. — Carte et coupe de l'Arbaron.

jusqu'ici, est représenté par le Sénonien et l'Albien de la coupe précédente (nos 2 et 3). L'Urgonien (n° 4) correspond au front du pli. Les nos 5 et 6 représentent le Sénonien-Albien du flanc normal.

Le flanc inverse butte contre les marnes micacées (Priabonien moyen) près des chalets des Cordées (c'est la faille de la Colonne connue surtout au vallon de la Colonne).

Le Sénonien-Albien du flanc inverse a une extension géographique moins importante que le reste du Crétacé du flanc normal. Il forme un arc visible des chalets de Plaine-Joux.

Au SE des chalets des Molliets, on retrouve encore le Crétacé qui domine le vallon, mais représenté uniquement par le flanc normal (Urgonien-Albien-Sénonien), qui est alors recouvert par la série tertiaire (Priabonien inf. moyen et sup.).

Il est intéressant, d'autre part, de remarquer la présence d'une klippe près du col de la Frête, qui semble être le prolongement vers le SW du pli couché de l'Arbaron¹. En effet, on remarque, près de ce col situé à 500 m au SW de la Colonne, la présence d'une barre urgonnaise reposant sur le Sénonien autochtone des chalets de Malarbé.

L. W Collet [2] a signalé ce chevauchement, mais ne signale qu'un lambeau d'Urgonien. Mon camarade Ricour et moi avons pu relever une coupe plus complète : dans le lacet que fait le chemin qui mène au col de la Frête, on peut voir de haut en bas :

2. — Grès vert glauconieux à nodules phosphatés (Albien) quelques mètres.
1. — Calcaire gris, massif à nombreux Rudistes (Urgonien) sur 15 m env.
2. — Grès vert et marne noirâtre gréseuse (Albien 10-15 m).
3. — Bancs de calcaire fin (Sénonien typique).

CONCLUSIONS.

Les observations qui précèdent permettent de préciser la position géologique de la mine de lignite et montrent que l'extension de celle-ci est limitée vers l'E. La carte géologique (2^e éd.) pouvait laisser supposer en effet que la couche de lignite, interrompue par la faille de la Colonne, pouvait se retrouver dans le compartiment relevé, cette faille mettant en contact, selon cette carte, le Tertiaire supérieur de la mine et le Tertiaire inférieur de l'Ar-

1. Je remercie M. le professeur MORET qui m'a permis de compléter la bibliographie de cette région.

baron. Le lignite du Priabonien inférieur d'Arâches (mine de l'Épine) se rattache tectoniquement au plateau d'Arâches et est indépendant du pli couché de l'Arbaron, bien que ces deux régions appartiennent toutes deux à la nappe de Morcles.

La découverte d'éléments remaniés lutétiens à la base des calcaires à débris d'Inocérames m'ont permis de revoir l'âge de ces derniers. Je pense qu'on peut les rattacher au Priabonien inférieur, ainsi que les assises laguno-lacustres et laguno-marines à *Limnea longiscata*. L'ensemble de ces assises correspond vraisemblablement aux couches que l'on retrouve démantelées à l'état de galets dans les sables d'Auvers du Bassin de Paris.

MM. Collet et Lillie [3] ont montré que, dans cette région, le Lutétien formait un golfe, dont les limites latérales étaient formées de rides anticlinales. Ces observations nouvelles montrent qu'il s'agit ici d'un chenal étroit, dans lequel se sont déposés les sédiments lutétiens. Ce chenal était limité au N par la ride anté-lutétienne de la route de Balme [3] et la ride du même âge des rochers des Gérats au S.

Je me propose d'étudier ultérieurement l'extension de ces dépôts dans la vallée du Giffre, notamment sur la rive droite.

D'autre part, la découverte du Crétacé sur le flanc NW de l'Arbaron apporte une modification importante dans les tracés de la carte géologique. Ces modifications permettent une interprétation nouvelle de cette région. Je rattache le lambeau urgo-albien du col de la Frête, près de la Colonne, au pli couché de l'Arbaron.

III. — BIBLIOGRAPHIE¹.

1. R. ABRARD et R. CHARPIAT. — Observations sur le Bartonien de la région d'Auvers-Hérouville. *Bull. Mus. Hist. nat. Paris*, 1925, p. 402-403.
2. L. W. COLLET. — La nappe de Morcles entre Arve et Rhône. *Mat. Carte géol. Suisse*, 1943.
3. L. W. COLLET et A. LILLIE. — Le Nummulitique de la Nappe de Morcles entre Arve et Rhône. 1 pl. (V) et 6 fig. *Eclog. Geol. Helv.*, vol. 31, n° 1, 1938, p. 105.
4. A. FAYRE. — Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse, voisines du Mont Blanc, 3^e vol. in-8° et Atlas. Paris. Genève, 1867.
5. E. HAUG. — Études sur la tectonique des Hautes Chaînes calcaires de Savoie. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. VII, 92 p., 13 fig., 6 pl., 1895.

1. Bibliographie complète dans L. MORET [8].

6. G. MAILLARD. — Note sur la Géologie des environs d'Annecy, la Roche, Bonneville et de la région comprise entre le Buet et Sallanches (Haute-Savoie) *Ibid.* t. 1, n° 6, 64 p., 6 pl., 1889.
 7. L. et J. MORELLET. — Le Bartonien du Bassin de Paris. *Mém. Serv. Carte géol. France.* 1948.
 8. L. MORET. — Géologie du Massif des Bornes et des klipptes préalpines des Annes et de Sulens (Haute-Savoie) *Mém. Soc. géol. France*, Nouv. Sér., t. X, n° 22, 1934.
 9. — Révision de la feuille d'Annecy au 1/80.000°. *Bull. Serv. Carte géol. France. C. R. Collab. Camp.*, 1920 à 1924.
 10. — MUNIER-CHALMAS. — Note sur la zone d'Auvers (Bartonien inférieur). *Ibid.*, t. XI, 1906, p. 503 (Note posthume publiée par J. BOUSSAC).
 11. — E. RITTER. — La bordure Sud-Ouest du Mont Blanc, les plis couchés du Mont Joly et de ses attaches. *Ibid.*, t. IX, n° 60, 232 p., 38 fig., VI pl.
-

DE CRITÈRES PERMETTANT DE DÉTERMINER
LE MODE DE FORMATION DES FILONS A BORDS PARALLÈLES :
INJECTION OU REMPLACEMENT

PAR **R. Perrin** ET **M. Roubault**¹.

PLANCHE XXIV.

Sommaire. — Les observations précises d'un certain nombre d'auteurs ont montré, depuis quelques années, que l'aspect intrusif n'était nullement preuve d'injection liquide contrairement à la croyance qui a été à la base de la conception des magmas granitiques. Elles ont parallèlement mis en évidence que de nombreux filons de granite, pegmatite, aplite, ont été formés par remplacement et non point par l'ouverture d'une fissure suivie d'injection de liquide, par une « dilation injection ». Raisonnant à propos de l'exemple du réseau d'aplite du magmatic-stopping de Saint-Jean-du-Doigt, les auteurs définissent certains critères géométriques, complétant ceux qu'ont déjà étudiés G. E. Goodspeed et B.C. King et qui permettent de distinguer si des réseaux de filons ont été formés par remplacement ou par « dilation-injection ». Les auteurs étendent leurs conclusions à d'autres filons (quartz, calcite, filons métallifères), jusqu'alors presque toujours considérés comme résultant d'une injection.

Il y a peu d'années encore, apparence d'apophyses et plus encore de filons à bords parallèles était, pour tous les pétrographes, critère absolu d'injections liquides dans des fissures, ouvertes d'un seul coup ou progressivement entre-bâillées. Cette impression « éruptive » a été à la base de la théorie plutonienne de Hutton et de la conception des magmas granitiques ; c'est elle encore qui conduit, en grande partie, certains auteurs comme H. H. Read, par ailleurs très largement « métamorphiste », à admettre que certains granites ont été fondus et qu'il y a « granités et granites ».

Nous avons été amenés, en 1938 et en 1939, à la suite de nos observations sur les granites, à repenser le problème des filons du granite et de son cortège : microgranites, aplites, pegmatites et à considérer que certains avaient été formés par remplacement, par diffusions dans le solide et qu'aspect éruptif n'entraînait pas

¹. Note présentée à la séance du 7 novembre 1949.

ipso facto « injection de liquide ». Parmi les divers faits alors cités, nous rappellerons les cristaux isolés de feldspaths alignés en allure de filons, rectilignes ou non : les « filons moniliformes » de Ch. Barrois. Ils nous ont paru représenter un premier stade, une ébauche des futurs filons; tout comme les feldspaths isolés et non alignés dans des roches encaissantes ou enclaves représentent un premier stade de la granitisation, en sont les avant-coureurs. Ces phénomènes sont illustrés par les fig. 1 et 2 de la pl. XXIV ; le galet figuré provient d'Argenton (Finistère).

Depuis 1939, un certain nombre d'observations ont été publiées qui conduisent à envisager la genèse d'apophyses et filons par remplace-

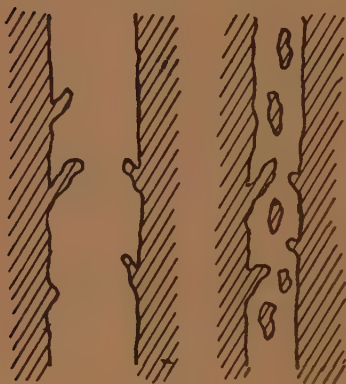


FIG. 1.

ment, par métasomatose. Aux faits que nous avons nous-mêmes signalés à Bénodet (1947), nous pouvons ajouter un nouvel exemple relevé à Argenton (Finistère) : à l'E de la plage, des filons de roches pegmatitiques ou granitiques, tout en étant, dans l'ensemble, à bords parallèles, présentent localement des indentations où s'insinue largement la roche encaissante. Ce fait est parfois accompagné de la présence d'enclaves de cette même roche dans le filon ; les micas des indentations et des enclaves sont rigoureusement parallèles à ceux de la roche encaissante (fig. 1). Nous avons aussi remarqué

de telles indentations dans des filons d'aplite tout près du débouché des gorges de la Sioule, près Cusset (Allier).

G. E. Goodspeed (1940 et 1948) a cité, avec photographies à l'appui, un certain nombre de faits tout à fait semblables, ayant trait à des dikes d'aplite, de « porphyre » ou de granodiorite. Il a observé également des filons complètement interrompus par des septas de la roche encaissante et il a logiquement conclu dans tous ces cas à une formation par remplacement. Il a également remarqué des apophyses et filonnets en cristaux isolés. Il a figuré, entre autres dans son article de 1940, une apophyse de porphyre avec cristaux isolés de feldspaths se détachant d'une apophyse presque « achevée » ainsi qu'un filonnet en cristaux isolés, affluent d'un filon contenant des « relics » du hornfels encaissant.

Dans l'anse de Sciottot près Flamanville, nous avons observé la présence de minces et longues bandes de quartzites, allongées parallèlement aux bords d'un large filon d'aplite qui traverse les mêmes quartzites. Parfois même on voit un mélange des deux roches.

La fig. 3 de la pl. XXIV montre une apophyse constituée par une

simple pigmentation en feldspaths roses de la roche encaissante, constituant affluent d'un filon de pegmatite et montrant un début de formation d'un tel filon. Goodspeed (1940), a décrit des faits semblables. De telles pigmentations, dans des bandes de roches à bords parallèles, dessinent parfois des apparences de filons à allure nébuleuse dessinés sur le fonds de la roche encaissante. Il existe des « pseudo-filons » de ce genre sur les rochers près de la Chapelle de Saint-Samson, au NE d'Argenton.

La formation par métasomatose de pegmatites a été envisagée par G. H. Anderson, en 1937, pour les pegmatites du Northern Inyo Range, disposées, il est vrai, en taches plutôt qu'en filons. G. E. Goodspeed (1940) a conclu formellement à une telle genèse pour de nombreux filons de pegmatites et aplites. H. G. Backlund (1943) est arrivé à une conception semblable pour les pegmatites métallifères du bouclier scandinave, ainsi que pour les fameux plis ptygmatiques. B. C. King (1949) également : il se base, pour ce faire, sur des considérations géométriques, à propos desquelles nous reviendrons, sur les observations pertinentes de H. H. Read (1928), et Buddington (1939), montrant que les plis ptygmatiques ont leur forme originale et n'ont jamais été plissés. J. S. Webb publie, en 1946, un article « A replacement pegmatite vein in the Carn Brea granite » dont le titre est suffisamment indicatif. Enfin B. C. King (1949), dans un mémoire magistral sur les dikes, aplites et pegmatites de Nigeria et autres lieux, en démontre à l'aide de certains critères la formation par remplacement et non par injection liquide « éruptive » par ce qu'il appelle la « dilation injection ». Il écrit (p. 473) : « *It has been demonstrated in the foregoing account that sharp contacts and transgressive relations with the host rock are by no means adequate criteria for the assumption that dikes and veins have been emplaced by a dilation-injection mechanism* » et conclut de même pour les apophyses granitiques.

Lors du dernier Congrès international à Londres, l'un de nous (M. R.), conscient de l'importance majeure de cette question de l'origine des filons de granite, pegmatite, aplite, etc., sur l'évolution des idées en pétrographie, a proposé de la mettre à l'ordre du jour du prochain Congrès, à Alger.

D'ores et déjà, sur la base des travaux publiés à l'heure présente, il semble donc que l'on puisse affirmer :

1° que de nombreuses apophyses et filons, même à bords parallèles ont été formés par remplacement, par métasomatose et non par injections liquides : l'aspect « éruptif », base de la conception du magma granitique, n'est plus en aucune manière un argument, encore moins une preuve en faveur de cette conception ;

2° que tel est en particulier le cas de nombreux filons d'aprites et pegmatites, ce qui permet d'émettre un doute sérieux sur les

théories des séquences pneumatolytiques, solutions résiduelles pegmatitiques, etc.

Ainsi se confirment les conceptions que nous défendons depuis un certain nombre d'années et qui ont paru pour le moins audacieuses à l'origine.

G. C. Goodspeed d'abord, B. C. King ensuite, ont mis en avant des critères dont certains sont d'ordre purement géométrique et qui permettent de discerner souvent si un filon a été formé par remplacement ou s'il est issu d'une injection de liquide dans une fissure (il existe évidemment de tels filons, ne fût-ce que des filons basiques).

Dans le cadre d'un problème de cette importance, l'objet de la présente note est l'exposition de quelques nouveaux critères géométriques simples. Nous avons pensé qu'il était plus intéressant pour le lecteur de les illustrer par l'exemple d'un cas précis, celui du « magmatic stopping » de Saint-Jean-du-Doigt où quelques récentes observations nous ont d'ailleurs suggéré ces réflexions.



FIG. 2.

Ces critères ont trait essentiellement à des cas de filons à bords parallèles ou presque parallèles, cas où l'impression subjective d'injection est la plus forte. Dès que les bords des filons présentent, en effet, des irrégularités ou des épanouissements, il est nécessaire de surajouter au phénomène d'injection supposé un autre phénomène de « corrosion » de la roche encaissante, que ce soit par « magmatic stopping » ou autrement. (C'est le cas, par exemple, de certaines terminaisons en cul-de-sac, accompagnées d'épanouissement vers le bas, de filons de pegmatites sans que d'ailleurs aucune trace de blocs détachés par un « stopping » n'existe au fond du cul-de-sac, fig. 2.)

Il nous semble utile, ne fût-ce que pour illustrer l'intérêt de la question, de reprendre rapidement l'ensemble du problème du « magmatic stopping » de Saint-Jean-du-Doigt. Il a déjà fait l'objet d'études de Ch. Barrois (1888), Y. Milon (1936), Lelubre (1938), A. Cailleux (1946) et nous-mêmes (1938). Réduit à un schéma simplifié, il peut apparaître comme l'exemple type de magmatic stopping : la roche dioritique, à grain très fin, encaissante est tout d'abord sillonnée par un réseau de filons aplitiques à bords parallèles, puis, l'importance relative de l'aplite augmentant, les bords ne sont souvent plus exactement parallèles,

les fragments de diorite restant encore anguleux ; l'aplite se rapproche de plus en plus du granite, enfin plus bas encore (ou latéralement) les arêtes des blocs de diorite s'émousent, s'arrondissent ou s'estompent au sein du granite ¹. Au premier abord l'interprétation paraît simple et aisée, par les théories de magmatic stopping : fissuration préalable de la diorite, et parallèlement injection des liquides résiduaux aplitiques résultant de la différenciation du granite ; détachement des blocs de diorite, enfoncement de ceux-ci qui se dissolvent progressivement dans le granite. Il est difficile d'imaginer un plus beau schéma de cours pour élèves.

Mais il y a une série de mais :

1° Les enclaves de diorite, plus lourdes que le granite et parfois de grande taille, n'ont pas décanté quoique le refroidissement ait dû être extrêmement lent ; elles ne paraissent pas s'être déplacées les unes par rapport aux autres. A. Cailleux (1946) a fait à ce sujet des remarques fort intéressantes auxquelles nous renvoyons le lecteur ; rappelons simplement sa conclusion : «... le milieu où s'observent les enclaves était, lors de la granitisation, à tout le moins trop visqueux pour autoriser les déplacements notables ; peut-être était-il même assez rigide pour transmettre les efforts à la manière d'un solide » ² ;

2° le réseau d'aplite est loin d'être uniformément à bords parallèles : il y a des épanouissements brusques, voire des plages en étoiles aux confluent de certains filons ; que ce soit par corrosion ou autrement, l'aplite a, en certains endroits, nettement « remplacé » une partie de la diorite sans se contenter de s'injecter dans des fissures et ceci cependant souvent sans changer de nature (fig. 4, pl. XXIV).

3° Cette dernière conclusion est bien plus évidente encore dans le cas de filonnets d'aplite se terminant en cul-de-sac : cf. par ex., le filon mince borgne à bords parallèles, bifide à son extrémité, représenté dans la fig. 3 de A. Cailleux (1946) : l'injection simple est exclue.

4° Il existe souvent des lambeaux minces d'aplite, fermés aux deux extrémités, isolés dans la diorite : on en aperçoit très net-

1. Nous faisons abstraction dans tout cet exposé des transformations importantes et variées subies par la diorite et les enclaves : voir les articles précités.

2. NELSON (1948) écrit de même à propos des enclaves le long des contacts sensiblement verticaux des granites de la Coast Range of British Columbia : « Certainly there is no sign of the topsy turvy one would expect had the magma been molten or fluid. Again the dips and strikes of the intruded rocks, now represented by the pendant masses, indicate the blocks very rigidly supported during the time of dissolution and replacement. »

tement sur la fig. 4, pl. XLI de M. Lelubre, et sur notre fig. 1, pl. XXIV¹. Ces lambeaux ont parfois des dimensions importantes : nous avons observé, lors de notre dernière excursion de véritables flammèches de grandes dimensions d'aplite au sein de diorite ; certaines sont complètement isolées (fig. 3). Pour qu'un liquide aplitique ait pu s'injecter dans une fissure préparée d'avance et conduire à de telles apparences, il faudrait imaginer la création, antérieure à l'injection, de cavités borgnes ayant la forme de véritables jets de flammes allongés et minces, fermés latéralement ; une telle hypothèse ne nous paraît pas concevable.

L'ensemble de toutes ces observations impose donc que l'aplite

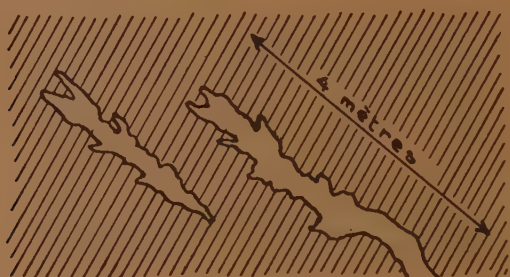


FIG. 3.

ou le granite ait, au moins partiellement, « pris la place » d'une partie de la diorite préexistante. Si l'on raisonne, dans l'hypothèse « aplite liquide », il faut admettre, ou que l'aplite a corrodé la roche encaissante, comme un acide corrode une pierre ou un métal, ou que des portions de la roche se sont détachées et ont laissé la place à l'aplite. Si l'on raisonne, dans l'hypothèse « aplite formée dans le solide », le remplacement est dû à une métasomatose, par diffusions à double sens.

Sans préjuger, pour l'instant, en faveur de l'une ou de l'autre hypothèse, nous emploierons dans ce qui va suivre le terme *remplacement*, en opposition au terme *injection*.

En présence des faits que nous venons de décrire, un remplacement, au moins partiel, est certain et deux hypothèses seules sont possibles : 1° il y a d'abord fissuration, injection de liquide, puis remplacement de certaines parties de la roche par ce liquide ;

¹. Nous rappellerons que nous avons déjà fait des observations semblables à l'anse de Sciottot près Flamanville (1939, pl. II, fig. 10).

2° il n'y a eu ni fissuration, ni injection, mais un seul mécanisme, le remplacement, et celui-ci est en particulier responsable de la formation du réseau de filons à bords parallèles lui-même.

Ainsi vient naturellement à l'esprit la question : peut-on distinguer un réseau de filons à bords parallèles formé par injection, d'un tel réseau formé par remplacement ?

ÉTUDE DE CRITÈRES DE DISTINCTION.

Représentons-nous une section plane d'une roche sillonnée par un réseau de filons à bords parallèles. La formation par injection d'un élément quelconque du réseau suppose 1° une fissuration de la roche ; 2° l'écartement des bords de la fissure ; 3° l'injection du liquide. Aucune portion de la roche n'a disparu et dès lors les sections visibles de cette roche doivent avoir des formes telles qu'il soit possible, par une série de rapprochements successifs, de reconstituer, à la manière d'un jeu de puzzle, une surface continue, qui ne présente aucun manque, aucun bâillement.

Dans le cas de remplacement, au contraire, il est possible d'avoir tous les aspects que l'on peut dessiner sur une feuille de papier par une série de traits de pinceaux d'épaisseur constante suivant un alignement donné, cette épaisseur pouvant naturellement être différente d'un alignement à l'autre ; et le plus souvent le puzzle ne peut pas être reconstitué, à partir des éléments du fond de la roche. Il devient évident que, généralement, les deux modes de formation ne peuvent pas conduire aux mêmes aspects ; cependant dans le cas exceptionnel d'une seule série de filons tous parallèles, ou de deux séries parallèles de filons s'entre-croisant, le puzzle se reconstitue dans les deux hypothèses.

Mais G. C. Goodspeed a, le premier attiré l'attention sur le fait que, dans le cas le plus simple de deux filons se croisant, la genèse par dilation-injection devait s'accompagner d'un décrochement, d'un « offset », selon l'expression qu'il emploie, des deux branches de l'un des filons.

Étudions d'abord, en effet, ce cas très simple : imaginons-nous d'abord la roche au moment où existe un seul filon et représentons-nous, en pensée, dans l'hypothèse injection, la genèse du filon croiseur. Il se forme d'abord une fissure *a b* (fig. 4 A), puis les deux bords de cette fissure s'écartent. Il n'y a vraiment aucune raison pour que cet écartement se fasse dans une direction telle que les épontes du filon initial restent rigoureusement dans le

prolongement les unes des autres. (Ceci supposerait, pour employer un langage mathématique, que le vecteur figuratif de la translation correspondant à l'entre-bâillement soit parallèle au plan des épontes.) Il y a donc toute probabilité pour que les épontes soient quelque peu rejetées l'une par rapport à l'autre, ce qui dans une section se traduira par un décrochement des bords du filon croisé, selon B de la fig. 4.

Si donc l'on observe un tel croisement, sans rejet (fig. 4 C) et surtout si le fait se répète à plusieurs reprises, on peut déjà presque conclure que les filons croiseurs sont formés par remplacement. Ce critère est, cependant, en défaut, si les plans des épontes des deux filons sont sensiblement orthogonaux, car, dans un tel

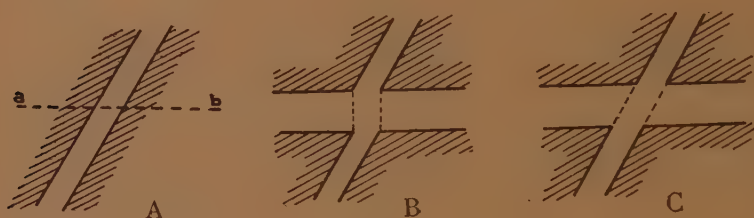


FIG. 4.

cas, il n'est point anormal que l'entre-bâillement de la fissure a b se fasse parallèlement aux épontes du premier filon.

Le raisonnement que nous venons de faire dans le cas de deux filons se croisant s'applique rigoureusement lorsque n'existe qu'un seul filon recoupant des strates sédimentaires ou autres, dont les plans de séparation ne sont pas orthogonaux à ses épontes. L'existence ou non de décrochements de ces plans de séparation, de part et d'autre du filon, donne les mêmes enseignements sur la genèse de ce dernier, comme l'a déjà remarqué G. C. Goodspeed. Ce dernier, ainsi que B. C. King, croit pouvoir induire à une formation par remplacement, lorsqu'il constate un rejet apparent, en sens inverse ou d'une amplitude différente, de celui que devrait normalement donner la « dilation-injection »¹.

Envisageons maintenant des réseaux plus complexes. S'il n'existe que deux séries de directions de filons, le problème est exactement le même que dans le cas d'un seul filon croiseur et le même critère joue.

Nous avons observé à Saint-Jean-du-Doigt un magnifique exemple de réseau orthogonal, en forme d'échelle, un des plus

1. Nous ne croyons pas pouvoir le suivre en la matière, les raisonnements qui l'incitent à une telle déduction ne nous paraissant pas absolument concluants.

suggestifs sans doute en faveur de l'impression d'injection liquide : nous en donnons le schéma fig. 5. Nous sommes les premiers à reconnaître que se représenter la formation d'un aussi beau réseau géométrique par remplacement, dans le solide en particulier, est, au premier abord, quelque peu déconcertant. Mais si l'on réfléchit à ce qu'il faut également admettre, dans l'hypothèse de l'injection liquide, il y a également de quoi déconcerter, car l'on imagine mal les déplacements nécessaires de colonnes prismatiques. Sans insister, nous nous sommes contentés de représenter par des vecteurs de longueur proportionnelle à la translation désirable, les différents mouvements des blocs dans l'hypothèse toute gratuite où le bloc A est resté fixe (mais peu importe

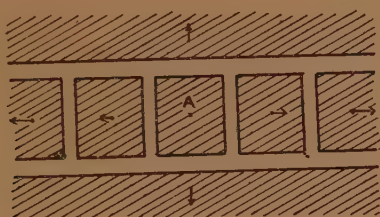


FIG. 5.

que l'on choisisse celui-ci ou un autre, seuls les mouvements relatifs importent).

Un tel réseau échappe au critère du puzzle. Mais celui-ci reprend toute sa valeur dès que le réseau comporte plus de deux directions de filons et il apparaît que l'observation de certains faits permet de tirer des conclusions très nettes. Il suffit pour ce faire, de comparer les longueurs des portions opposées des bords d'un filon qui sont comprises entre deux autres filons à bords parallèles (nous précisons : à bords parallèles, ce qui élimine la possibilité de corrosion).

Prenons d'abord l'exemple simple d'un réseau où figure un triangle (fig. 6, pl. XXIV) : l'aspect de la fig. 6 A, est totalement incompatible avec l'injection : le côté $a' b'$ est plus grand que $a b$ et la reconstitution du puzzle est radicalement impossible ; le filon transversal a été obligatoirement formé par remplacement. Par contre, l'aspect de la fig. 6 B, où $a' b'$ est égal à $a b$, est beaucoup plus probable en injection qu'en remplacement, il en est de même, à plus forte raison, de l'aspect de la fig. 6 C qui comporte, en outre, des décrochements.

Faisons-en l'application à Saint-Jean-du-Doigt et considérons

certains des croquis relevés par des auteurs : la fig. 4 de M. Lelubre nous donne un exemple de l'aspect 6 A, et la fig. 2 de Milon nous donne un exemple semblable dans le cas d'une enclave trapézoïdale : nous reproduisons cette enclave ci-contre, fig. 6 D :



FIG. 6.

$a' b'$ est plus grand que $a b$ et ne peut s'appliquer sur lui : ces croquis supposent remplacement.

Mais, désireux de ne point laisser le lecteur en présence du doute que pourrait susciter l'utilisation de croquis faits par les auteurs qui n'avaient pas l'attention attirée sur l'importance de tels détails, nous citerons l'exemple particulièrement saisissant que nous avons observé entre autres récemment à Saint-Jean-du-

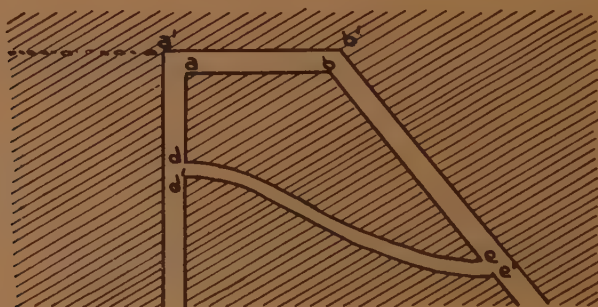


FIG. 7.

Doigt, tout près du réseau en échelle dessiné ci-dessus. L'observation porte sur une surface sub-horizontale : le réseau d'aplite y finit en cul-de-sac dans la diorite ; les filons sont à bords rigoureusement parallèles ; la fig. schématisque 7 indique l'apparence. Les angles en a' et b' sont l'un absolument droit, l'autre obtus, mais à angle parfaitement vif, $a b$ est nettement plus petit que $a' b'$; il est impossible d'appliquer en pensée le bloc $a b d e$ sur le fond du cul-de-sac, $d' e'$ est de même plus grand que $d e$. Ce réseau ne peut absolument résulter d'une fissuration, suivie

d'écartement et d'injection : l'aplite s'est obligatoirement formée par remplacement, elle est identique et toute proche de l'aplite en échelle de la fig. 5, identique aux réseaux voisins. *Nous avons là, entre autres faits, une possibilité de démonstration de la formation du réseau d'aplite de Saint-Jean-du-Doigt par remplacement.*

Quelle que puisse paraître l'étrangeté de la chose sur le plan subjectif, il faut donc s'incliner devant les faits : les filons à bords parallèles, l'échelle, etc., ne nous paraissent pas avoir pu se former autrement que par remplacement. Une règle générale se dégage alors : « Un réseau de filons à bords parallèles, isolant des blocs de roches, ne peut résulter d'une fissuration suivie d'injection, que si les bords opposés de portions de filon, compris entre deux autres filons, sont tous égaux ». Ce critère fondamental vient s'ajouter à celui des décrochements que nous avons signalé ci-dessus. Si cette égalité des bords est toujours observée, dans le cas de réseaux complexes à plus de deux directions de filons, le remplacement devient, au contraire, plus qu'improbable, surtout s'il existe des décrochements aux croisements de filons.

Revenons à Saint-Jean-du-Doigt, et considérons comme acquise la formation du réseau d'aplite par remplacement : restent les deux hypothèses : remplacement par liquide, ou dans le solide. Nous n'osons pas appeler dans ce cas là, le remplacement par liquide « corrosion », car il ne peut y avoir eu dissolution : l'aplite ne contient pas de ferromagnésiens, tandis que la diorite est riche en hornblende. Les diffusions de Mg et Fe à une certaine distance s'imposent de toutes façons, que l'on raisonne liquide ou solide.

Ne faisant que citer à nouveau, en passant, l'absence de décantation des enclaves, l'existence dans la diorite de parties isolées de réseaux d'aplite, etc., nous compléterons ainsi les observations faites à l'emplacement représenté par la fig. 7 : le fond du cul-de-sac a' b' du réseau d'aplite se prolonge rigoureusement sur la gauche dans la diorite, sur 0,50 m environ, par un très bel alignement rectiligne de cristaux de plagioclases isolés, représentés à gauche de a' sur la figure. Nous croyons pouvoir dire que le mode de formation dans le solide du réseau de la fig. 7 est ainsi « signé ». On voit se dessiner sur le terrain l'amorce de ce qui aurait été, si le phénomène avait continué plus avant, un côté du nouvel élément d'un réseau aplitique, analogue au réseau en forme d'échelle.

Ce phénomène de genèse par métasomatose de filons en cris-

taux isolés, alignés, ou de filons à bords parallèles, semblant simuler des fissurations et injections, n'est point, à notre sens, si extraordinaire qu'il peut le paraître au premier abord. Les fissurations correspondent à des parties de roches en tension, lors de déformations ; nous avons déjà indiqué que, pour nous, les déformations accompagnant la granitisation, engendrent dans les roches des zones privilégiées où les échanges chimiques se feraient par priorité, précisément du fait des tensions ¹. La similitude d'apparence de phénomènes provenant de causes semblables n'est donc point tellement surprenante.

L'interprétation de G. C. Goodspeed et de B. C. King est tout à fait semblable à la nôtre : tendance à la genèse des filons d'aprites et pegmatites dans les portions de roches en tension. Nous ne pensons d'ailleurs pas que tous les critères donnés par ces auteurs soient toujours complètement valables ; King consi-



FIG. 8. — Filons d'aprite et de pegmatite dans le granite-gneiss de la région d'Osi (Nigéria). En haut une enclave basique ne se prolongeant pas de l'autre côté du filon (d'après B. C. King, 1948, p. 460).

dère en particulier comme critère absolu de remplacement, la non prolongation, d'un côté, d'un filon d'aprite dans un granite, d'une enclave basique existant de l'autre côté de ce filon (fig. 8). Ceci serait entièrement vrai si le granite était issu d'un magma ; mais, dans la conception de la granitisation dans le solide, le processus suivant est possible : 1° formation du filon dans une roche correspondant à celle de l'enclave basique ; 2° granitisation

1. Dans un récent article (1949), nous avons précisé que l'existence de ces zones privilégiées nous paraissait être attribuable à l'adaptation des échanges chimiques aux changements de volume engendrés par la granitisation, la pegmatisation ou l'aplitisation.

postérieure, celle-ci étant entière d'un côté du filon, incomplète de l'autre. Nous avons cité (1939, p. 91) des faits qui ne nous paraissent susceptibles que de cette interprétation. Par contre, dans un certain croquis de B. C. King, où les bords de l'enclave se prolongent de l'autre côté du filon, le remplacement est certain, mais dans ce cas le critère est, à tout prendre, le même que celui des filons croiseurs, c'est-à-dire l'absence de rejet, d'« offset » (fig. 9). La reconstitution du puzzle est tout aussi impossible dans le cas de filons de granite dans les gneiss, figurés par Raguin (1946, p. 27) d'après Heikel et Hackman, et la conclusion est la même.

Si l'on admet, ce qui semble extrêmement probable, selon les arguments de H. H. Read (1928) et A. F. Buddington (1939), que les plis ptygmiques ont leur forme originale et n'ont jamais été plissés, les mêmes critères (impossibilité de reconstituer le puzzle) montrent, à l'évidence, que ces plis ne peuvent absolument résulter d'une « dilation-injection » mais bien d'un remplacement dans le solide. Il suffit, pour s'en rendre compte, de se reporter aux croquis donnés par Raguin (1946, p. 114) d'après des photographies de Sederholm¹. Ces faits viennent s'ajouter aux études pétrographiques de Backlund, en faveur du remplacement sur ces mêmes plis ptygmiques. Ainsi, en quelques années, s'est accumulé un nombre impressionnant d'observations précises sur les filons de granite, pegmatite, aphte, etc., observations qui montrent inéluctablement que très nombreux sont les filons de ces roches qui résultent non pas de fissures suivies d'injections de liquides, mais au contraire de remplacement dans le solide, de métasomatose par diffusions à double sens. Et ces observations viennent s'ajouter à celles qui ont mis en évidence des plages ou lentilles d'aphte ou de pegmatite, isolées dans les roches encaissantes et qui ne peuvent, elles non plus, résulter d'injections.

Ainsi, l'argument de l'allure éruptive des filons qui, depuis Hutton jusqu'à nos jours, a été l'un des arguments fondamentaux en faveur du magma granitique nous paraît avoir désormais perdu toute valeur absolue. Et par voie de conséquence la théo-



FIG. 9. — Même localité et mêmes roches que sur la figure 8; par contre les enclaves basiques se prolongent de part et d'autre du filon (d'après B. C. King, *Ibid.*).

1. A vrai dire ces mêmes croquis rendent également plus qu'improbable l'hypothèse de plissement des veines antérieurement à formes simples.

rie des séquences pneumatolytiques avec liquides résiduaire pegmatitiques ou aplitiques, essentiellement fondée sur la réalité des filons de pegmatites ou d'aprites, est sérieusement ébranlée, pour ne pas dire plus.

APPLICATION POSSIBLE DES CRITÈRES PRÉCÉDENTS A DES FILONS D'AUTRE NATURE.

En dehors des filons du cortège du granite, il est normal de songer aux nombreux filonnets, observés si souvent dans les roches métamorphiques et qui contiennent des minéraux variés ; pour ne citer qu'un exemple au passage, indiquons les filonnets décrits par Goodspeed (1940) de quartz, grenat, pyrite, diopside et épidote dans les hornfels de Cornucopia (Oregon) et qui présentent d'ailleurs certains passages continus avec les veines d'aplite. Les mêmes critères sont évidemment valables, mais leur application peut être rendue plus difficile par la faible épaisseur fréquente de ces filonnets ; dans ce cas, des observations pétrographiques, telles que passages continus à la roche encaissante par exemple, comme dans le cas précité, risquent d'être plus instructives.

Le dilemme « injection dans fissure ou remplacement » peut également se poser pour les filons de quartz, métallifères ou non. Goodspeed a abordé également ce problème et, sur des cas précis, a conclu à la métasomatose pour des filons de quartz aurifère (1948, p. 73) ; il se base pour cela sur l'existence dans le filon de fragments des éponges.

On doit même également se demander si certains filons de calcite ne proviennent pas de remplacement. Certes il ne paraît pas douteux, le carbonate de chaux circulant aisément en solution dans l'eau, que nombre des filons de calcite des zones superficielles de l'écorce terrestre résultent de dépôts dans des fissures. Mais à la lumière de critères géométriques du genre de ceux exposés ici, la question apparaît malgré tout moins simple ; ainsi, en particulier, certaines brèches ne seraient que de pseudo-brèches. Le problème mérite donc d'être reconsidéré.

Nous rejoignons ainsi, sous une autre forme et sans préjuger en rien du mécanisme de remplacement, des idées exprimées par M. Gignoux et M. Avnimelech (1937), qui, pour interpréter certaines brèches, s'inspirent des expériences du géologue américain Taber. Ils les interprètent comme dues à une « intrusion » qui n'est dans leur esprit qu'une concentration de la « silice (ou de la calcite) » en certains points de la roche initiale avec apport

de matières et un « éclatement apparent » : il y a donc bien effectivement remplacement. Et ces auteurs pensent que nombre de brèches de calcaire dolomitique du Trias briançonnais sont dues à de tels mécanismes. M. Gignoux et M. Avnimelech pensent aussi que les expériences de Taber « rendent aussi très bien compte de la genèse des *filons de sécrétion*, au milieu d'un matériel tendre et plastique (schistes argileux par exemple) incapable d'avoir donné des « vides » ultérieurement remplis par des circulations d'eau ».

Pour conclure et sans vouloir déborder dans des domaines où de nouvelles observations sont évidemment nécessaires, nous croyons pouvoir dire qu'en dehors même du traditionnel domaine « magmatique » le champ de l'injection pure se restreint et que celui du remplacement s'élargit. Il appartiendra évidemment aux physico-chimistes de nous éclairer sur le mécanisme intime des phénomènes que l'on rassemble sous le terme « remplacement ». Mais une fois de plus apparaît aux géologues l'impérieuse nécessité de ne pas se laisser entraîner par des interprétations trop simplistes issues d'impressions subjectives.

BIBLIOGRAPHIE

- H. G. BACKLUND (1943). — Einblicke in das geologische Gesehen des Präkambrum. *Geol. Rundschau*, vol. 34, n° 26.
- CH. BARROIS (1888). — Observations préliminaires sur les roches des environs de Lanmeur (Finistère). *Ann. Soc. géol. Nord*, t. XV, p. 238-247, Lille.
- A. F. BUDDINGTON (1939). — Adirondack igneous rocks and their metamorphism. *Geol. Soc. Amer., Mem.* n° 7.
- A. CAILLEUX (1946). — Disposition des enclaves du Granite et Granitisation, *B. S. G. F.* (5), XVI, p. 471-76.
- M. GIGNOUX et M. AVNIMELECH (1937). — Genèse des roches sédimentaires bréchoïdes par « intrusion et éclatement ». *Ibid.* (5), VII, p. 27-34.
- G. C. GOODSPEED (1940). — Dilation and replacement dikes. *Jour. Geol.* t. 48, n° 2, p. 175-195.
- (1948). — Origin of Granite. *Geol. Soc. America, Mem.* n° 28, p. 55-79.
- B. C. KING (1948). — The form and structural features of aplite and pegmatite dikes and veins in the Osi Area of the Northern of Nigeria and the criteria that indicate a non dilational mode of emplacement. *Jour. Geol.*, vol. 56, n° 5, p. 459-475.
- M. LELUBRE (1938). — Contribution à l'étude du granite de Primel (Finistère). *B. S. G. F.*, (5), VIII, p. 673-688.

- Y. MILON (1936). — Notes et observations de géologie jersiaise et armoricaine. 4) L'étude du magmatic stopping. *Mém. Soc. géol. min. Bretagne*, III, p. 89-93.
- N. E. NELSON (1948). — Origin of Granite, Discussion. *Geol. Soc. America, Mem.* n° 28, p. 133-137.
- R. PERRIN et M. ROUBAULT (1938 a). — Deux observations sur le lacis d'apparence filonienne dans les roches de contact du granite de Flamanville. *C. R. somm. S. G. F.*, n° 13, p. 191.
- (1938 b). — Observations sur les filonnets du magmatic stopping de Saint-Jean-du-Doigt. *B. S. G. F.* (5), VIII, p. 665.
- (1939). — Le granite et les Réactions à l'état solide. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, 5^e Sér., n° 4.
- (1947). — Relation des granites, granulites et roches amphiboliques de la côte de Bénodet (Finistère). *B. S. G. F.* (5), XVII, p. 233-248.
- (1949). — De quelques applications à l'interprétation de faits géologiques d'études récentes sur les diffusions d'ions et la constitution des minéraux. *Ibid.* (5), XIX, p. 3-14.
- E. RAGUÏN (1946). — Géologie du Granite. Masson et C^{ie}, Paris.
- H. H. READ (1928). — A note on « pygmatic folding » in the Southernland Granite complex. Great Britain. *Geol. Survey. Summ. Progr.* 1927, p. 72-77.
- A. C. WATERS (1938). — Petrology of the Contact Breccias of the Chelan Batholith. *Bull. Geol. Soc. Americ.*, vol. 49, p. 763-794.
- J. S. WEBB (1946). — A replacement pegmatite vein in the Carn Brea Granite. *Geol. Mag.*, vol. 83, p. 177-185.

LÉGENDE DE LA PLANCHE XXIV

- FIG. 1. — Filonnets discontinus d'aplite et cristaux isolés de feldspaths dans la diorite de Saint-Jean-du-Doigt (Finistère). Largeur photographiée : 70 cm environ.
- FIG. 2. — Alignements de cristaux isolés de feldspaths dans une diorite à grain fin (Argenton, Finistère — réduit du 1/3).
- FIG. 3. — Filonnet d'aplite pegmatitique montrant latéralement une pigmentation feldspathique formant digitation et correspondant à l'amorce d'un nouveau filon (Argenton, Finistère — réduit du 1/3).
- FIG. 4-5-6. — Échantillons de diorite avec filonnets d'aplite à bords parallèles (Saint-Jean-du-Doigt, Finistère — réduit de moitié) ; 4, filon montrant dans son axe une « passée » dioritique non « remplacée » ; 5, filon avec digitations (moitié inférieure du bloc) dont une est « borgne » b ; 6, filons dessinant un A dont la partie supérieure ne peut être la conséquence d'une injection simple sans remplacement.

CHRONOLOGIE GÉOLOGIQUE
FONDÉE SUR LA DÉSINTÉGRATION ATOMIQUE
DES MINÉRAUX RADIOACTIFS

PAR **Dj. Guimarães**¹.

La méthode de détermination de l'âge des roches par celui de leurs minéraux radioactifs, autrement dit par les relations Pb/U et $Pb/(U + Th)$, a été appliquée sans tenir compte de certaines circonstances qui sont souvent d'une importance capitale, particulièrement lorsqu'il s'agit de formations éopaléozoïques ou précambriennes. On admet encore fréquemment que la roche-mère du minéral radioactif, telle que granite ou pegmatite, s'est formée en une seule phase magmatique et que les conditions d'équilibre physico-chimique, qui ont présidé à sa naissance, n'ont pas été modifiées jusqu'à l'époque actuelle. Or ceci n'est pas exact pour les formations précambriennes, lesquelles, dans la majorité des cas, furent atteintes par plusieurs phases diastrophiques et par les processus exomagmatiques résultant du métamorphisme; ce serait, pour ainsi dire, une superposition de granitisations, phénomène qui, dans la conception moderne, se nomme « granitisation progressive »:

D'autre part, les grandes masses de granite — les batholithes granitiques, — qui ont été considérées anciennement comme d'origine éruptive, sont aujourd'hui envisagées d'un point de vue plus conforme aux résultats récents des recherches sur la géochimie du métamorphisme régional. La tendance moderne est donc orientée vers une conception plus ample du rôle de la « granitisation progressive » dans la formation des grandes masses granitiques, et, en conséquence, seuls peuvent être considérés comme d'origine purement magmatique les porphyres granitiques, les rhyolithes et certains dykes de granite. Nous avons déjà eu l'occasion [2] de décrire des cas de véritable palinogénèse dans les pegmatites ou les aplites calcosodiques du Protérozoïque, qui furent regranitisées au Calédonien par les résidus magmatiques silicopotassiques. D'ailleurs, pour le massif brésilien, les études pétrogénétiques ont montré de façon très claire cet aspect de la géochimie du potassium par rapport au sodium.

¹. Note présentée par M. J. BOURCART, à la séance du 19 décembre 1949.

D'un autre côté, la mobilité géochimique de l'uranium est bien connue et la solubilité de ses oxydes en solutions carbonatées alcalines est une des raisons de l'instabilité des minéraux uranifères. Dans une publication antérieure [1], nous avons discuté la possibilité de migration de l'uranium et d'autres éléments rares, dans les limites d'un seul et même cycle magmatique ; nous avons montré que les minéraux uranifères cristallisés dans la phase initiale d'activité magmatique peuvent être redissous postérieurement, ou peuvent subir une transformation métasomatique dans laquelle n'intervient qu'une substitution ionique de certains éléments.

Dans de nombreuses pegmatites, on observe la distribution zonaire de certains constituants minéraux [1], si bien que les phases successives de l'équilibre physico-chimique se distinguent nettement, la phase initiale étant de caractère acide (pneumatolytique) et la phase finale à tendance alcaline, avec apparition de minéraux du milieu hydrothermal. Aux stades ultimes de cristallisation, on reconnaît fréquemment les substitutions ioniques donnant lieu à la formation de cleveandite (albite) aux dépens du microcline, et du béryl aux dépens du feldspath (orthose ou microcline), ainsi que d'autres minéraux d'éléments rares, qui se rencontrent à côté de grandes lentilles de quartz granulaire ou de masses de quartz cristallin.

La possibilité de formation d'uranite secondaire dans une pegmatite est donc latente, et Vernadsky, se référant au phénomène de migration de l'uranium du gisement de Shinkolobwe, au Katanga (Congo belge), s'exprime ainsi [9] : « Quelques-uns de ces minéraux secondaires — dont le plus important est la curite, uranate hydraté de plomb — forment quelquefois le minéral d'où le radium semble avoir été extrait. Le processus de formation du plomb uranique est certainement ancien, car le radium et l'uranium sont en équilibre radioactif... Tous sont d'origine hydrothermale, c'est-à-dire qu'ils proviennent des solutions aqueuses ascendantes dont la température et la pression sont assez élevées. Ces solutions contiennent simultanément l'uranium et le plomb uranique, ce qui montre que ce dernier n'a pu être engendré par l'uranium avec lequel il est actuellement combiné ».

D'après Van Aubel, cité par Vernadsky, l'uranite de Shinkolobwe serait secondaire.

Il résulte des études de W. Florencio [3, 4] sur l'uranite de Picuí (Paraíba), Parelhas (Rio Grande do Norte) et Conceição (Minas Geraes), qu'un processus d'altération serait fréquent, dans lequel l'uranium émigre vers la périphérie, imprégnant d'autres

minéraux à l'entour, ou le long des fractures et clivages de l'uranite elle-même où l'oxyde s'hydrate ; dans ce dernier cas, il se forme des veinules millimétriques d'oxyde jaune hydraté, dans lequel la teneur en plomb tombe à 0,7 % ou à des traces, tandis que l'uranite apparemment fraîche en contient 5, 12 à 5, 38 % [3]. C'est le même phénomène auquel se réfère Vernadsky, au cours duquel l'oxydation du composé uraneux suit la migration ionique de l'uranium. Si même d'autres données géochimiques sur la grande mobilité ionique de l'uranium nous manquaient, les observations ci-dessus suffiraient à provoquer une légitime suspicion sur les déterminations d'âge au moyen de minéraux uranifères.

En réalité, un critérium sûr nous fait défaut, pour démontrer l'état d'inaltérabilité de la majorité des minéraux uranifères, autrement dit leur stabilité géochimique depuis leur formation jusqu'à nos jours. Les publications sur la chronologie géologique, particulièrement celles du « Committee on the Measurement of Geologic Time » du National Research Council, Washington, offrent d'innombrables exemples sur l'incertitude des données fournies par les minéraux uranifères.

En présence de ces faits, l'on a cherché à voir si l'analyse quantitative des isotopes du Pb serait capable de libérer la méthode des causes d'erreur, attribuables au plomb commun (20). Cependant, les âges calculés à partir des pourcentages relatifs des isotopes montrent encore des divergences inacceptables ; pour un même minéral on a trouvé des différences supérieures à 100 M. A. (millions d'années).

On a pensé, en effet, que le plomb commun, trouvé dans les minéraux radioactifs, provient de la roche-mère et qu'il serait introduit dans le minéral par un processus métasomatique encore inconnu, conséquence de l'altération superficielle. Le phénomène correspondrait à un enrichissement secondaire en plomb pour les seuls minéraux uranifères à l'exclusion de tous les autres minéraux constituants de la roche-mère.

Pour donner un exemple des difficultés que soulève une telle interprétation, nous allons mentionner le cas du gisement de djalmaïte de Volta Grande, district de Nazareno, municipalité de São João d'El Rey, Minas Geraes, Brésil.

Le tableau I donne 3 analyses correspondant à 3 stades d'altération, avec teneurs croissantes de H_2O et PbO .

La roche-mère est un dyke de granite pegmatoïde de 30 à 50 m de largeur et d'une extension supérieure à 6 km. Le granite est à grain moyen ou grossier ; il se compose de microcline pur ou micropërthi-

tique, d'oligoclase acide, de quartz, de muscovite, de spodumène ; les minéraux accessoires sont la cassitérite, la tantalite, la djalmaïte et la topaze, dans une proportion globale de 0,07 % pour les zones pauvres, et de 0,5 % pour les bandes riches du stockwerk. 100 kg de roche pulvérisée ont fourni 70 gr de concentrés, sans qu'aucun minéral sulfuré n'ait été rencontré, bien que des cristaux rarissimes de pyrite aient été signalés en un point ou un autre du vaste affleurement de granite.

TABLEAU I

Composition de la djalmaïte du gisement de Volta Grande et Germinal.

	1	2	3
Ta ₂ O ₅	74,40	77,75	76,75
Nb ₂ O ₅	4,10	0,63	0,75
ZrO ₂	traces	traces	—
TiO ₂	0,032	0,004	0,23
SnO ₂	0,22	3,76	8,22
SiO ₂	0,22	0,14	0,35
Al ₂ O ₃	0,22	0,13	0,39
FeO.....	0,89	0,80	0,36
MnO.....	0,24	0,50	0,23
CaO.....	12,38	11,57	6,68
MgO.....	0,13	0,03	0,55
UO ₃	1,92	0,14	0,73
UO ₂	2,45	1,88	1,40
PbO.....	0,230	0,63	0,697
Bi ₂ O ₃	traces	—	—
K ₂ O + Na ₂ O.....	n. d.	n. d.	n. d.
+ H ₂ O.....	1,266	1,62	2,42
		99,584	99,757

- (1) Djalmaïte séparée minutieusement sous la loupe par M. Amaral. Cristaux transparents, couleur variant du vert olive au jaune miel. Cristaux de dimensions inférieures à 1 mm.
- (2) Même minéral altéré, couleur chocolat clair. Teneur en eau et en Pb plus élevée, teneur en uranium plus basse. Cristaux de dimensions inférieures à 3 mm.
- (3) *Idem*, couleur brunâtre ou chocolat foncé. Teneur en eau et en Pb plus élevée que dans (2) et en uranium encore plus basse. Cristaux de dimensions inférieures à 5 mm.

Cependant, dans la zone superficielle ou dans la croûte de décomposition du granite, on connaît des affleurements étendus avec 0,3 à 0,35 % de djalmaïte altérée renfermant 0,64 % de PbO, ce qui donnerait pour l'ensemble de la roche environ 0,002 %. Le granite frais et pauvre en minéral radioactif a donné 0,00005 % de Pb (dans 50 kg

de roche), ce qui correspond à tout le plomb existant dans la djalmaïte contenue dans la roche (0,03 %). Ainsi, il n'a pas été possible de trouver la source du supplément de cet élément pour la djalmaïte altérée.

Tandis qu'il n'est pas possible de définir l'état d'altération des minéraux uranifères opaques, comme l'uranite, la samarskite, la polycrasite, l'euxénite, etc., sinon lorsque l'hydratation a atteint une proportion élevée; dans le cas de la djalmaïte il est facile d'identifier les cristaux frais par leur transparence, leur couleur miel clair, leur éclat vitreux et adamantin. Cette circonstance nous a incité à pulvériser le granite frais, à concentrer méticuleusement les minéraux lourds au moyen de la battée et, finalement, à séparer sous la loupe les cristaux transparents de djalmaïte, dont l'analyse a donné 4,6 % de U_3O_8 et 0,23 % de PbO .

Ces chiffres correspondent à 408 M. A., âge du minéral et par conséquent de la phase ultime de formation du granite pegmatoïde, puisqu'il est palingénétique.

Comme les protominéraux transparents et de propriétés optiques facilement déterminables de l'uranium sont extrêmement rares, nous avons eu recours à la monazite, dont l'état d'inaltérabilité et de pureté est facile à constater par les constantes optiques, la transparence, l'absence d'inclusions, etc.

Non seulement c'est un minéral fréquent des granites et des pegmatites, mais il possède aussi un champ de stabilité physico-chimique très étendu. Même dans les phyllonites qui résultent de la rétromorphose des migmatites, nous avons trouvé de la monazite fraîche, à faces cristallines spéculaires. Dans la région diamantifère classique de Minas Geraes (Diamantina) il existe des phyllonites contenant la monazite en cristaux millimétriques parfaitement frais.

La suggestion d'utiliser la monazite comme « minéral clef » pour les déterminations chronogéologiques a été faite, après une longue discussion du problème, dans un article publié dans *Economic Geology* [1]. Depuis, nous avons entrepris une étude minutieuse de la région du Minas Geraes où se rencontrent des pegmatites de deux âges distincts et de caractéristiques pétrographiques très différentes. La région choisie est celle de la municipalité de São João d'El Rey, où l'on trouve deux groupes de pegmatites : le premier, communément aplitique, de composition calcosodique, est à oligoclase et de faciès tectonique; le deuxième est potassique, communément formé par la substitution, aux constituants d'une ancienne pegmatite, de quartz, microcline et muscovite. Les deux groupes contiennent la monazite en petits cris-

taux (millimétriques à centimétriques), parfois abondants, atteignant 100 gr par tonne de roche.

Les données obtenues sont réunies dans le tableau II.

TABLEAU II

Analyses de monazite, par Willer FLORENCIO.

N°	Pb O	Pb	ThO ₂	Th	U ₃ O ₈	AGE EN M. A.	Pb	ABAQUE DE WICKMAN
							U + Th	
1	0,4464	0,1359	8,74	7,68	Nihil	363,27	0,01769	390
2	0,4848	0,4500	9,32	8,49	—	1.068,36	0,05494	1187
3	0,1206	0,1120	7,00	6,15	—	373,61	0,01821	400
4	0,3415	0,3170	6,85	6,02	—	1.027,21	0,05265	1150
5	0,4081	0,3789	7,66	6,731	—	1.092,57	0,05629	1220
6	0,3986	0,3700	7,50	6,591	—	1.089,72	0,05613	1220
7	0,5469	0,5077	10,80	9,490	—	1.042,42	0,05349	1160
8	0,1012	0,0940	5,88	5,167	—	373,27	0,01819	400
9	0,1239	0,1150	7,00	6,1516	—	383,28	0,01869	410
10	0,2000	0,1850	13,06	11,470	—	332,01	0,01612	360

(1) Échantillon d'alluvion — Moyenne de 240 puits, Ribeirão do Jaburú, Station de Mestre Ventura, R. M. V. District de Santa Rita — São João d'El Rey, Minas Geraes.

(2) Échantillon d'éluvion — Cristaux triés, pulvérisés et lavés. Fazenda do Fundão, District de Santa Rita, São João del Rey, Minas Geraes.

(3) Échantillon de pegmatite — Station de Congo Fino, ancienne Joao Pinheiro, District de Cassiterita (Conceição da Barra),

(4) Échantillon d'éluvion — Près d'une pegmatite au confluent des ruisseaux Matinada et Laginha, Fazenda de Lindorífico Esteves, District de Santa Rita, São João del Rey, Minas Geraes.

(5) Échantillon d'éluvion — Moyenne des échantillons de divers puits atteignant le bed-rock, coupé par veines et dykes de pegmatite. Fazenda de Lindorífico Esteves, Station de Mestre Ventura, District de S. Rita, S. João d'El Rey, Minas Geraes.

(6) Échantillon d'éluvion — Moyenne de divers puits à la Fazenda Lindorífico Esteves, près de la station de Mestre Ventura, District de S. Rita, S. João d'El Rey, Minas Geraes.

(7) Échantillon de pegmatite — Fazenda do Rochedo, District de Corôas, São João d'El Rey, Minas Geraes.

(8) Échantillon de pegmatite — Près de la Fazenda de Palestina, Divino de Ubã, Minas Geraes.

(9) Échantillon de pegmatite — Carrière de Cafezeiro, Brejaúba, Municipalité de Conceição, Minas Geraes.

(10) Échantillon de pegmatite — Afonso Arinos, État de Rio de Janeiro.

Le premier groupe de pegmatites calcosodiques, du Précambrien ou, plus exactement, du Protérozoïque, renferme la monazite

d'âge moyen égal à 1.064 M. A., tandis que le deuxième groupe, classé pour d'autres raisons dans l'époque calédonienne, renferme la monazite d'âge moyen de 365 M. A.

Ainsi, la valeur de la monazite comme « minéral-clef » pour les déterminations chronogéologiques est confirmée.

En outre, il n'est point essentiel que le minéral soit parfaitement frais, puisqu'une opération élémentaire, telle que la pulvérisation et la lévigation, permet d'éliminer les parties altérées et décomposées et d'obtenir un matériau adéquat pour la détermination précise de Pb et de Th.

L'expérience montre que, dans une région de roches granitiques de même âge, il n'est pas difficile d'obtenir, en partant des arènes granitiques, un matériau éluvionnaire en quantité suffisante pour en extraire 5 à 10 gr de monazite, et que ce matériau, convenablement préparé, est parfaitement apte à servir pour les déterminations d'âge. Du reste, notre étude sur les matériaux d'alluvions et d'éluvions dont les résultats figurent au tableau II, le démontre de façon particulièrement claire.

La formule suivante a été employée pour le calcul des âges [10]:

$$I = \frac{\log (U + 0,36 \text{ Th } 1,155 \text{ Pb}) - \log (U + 0,36 \text{ Th})}{6,6 \times 10^{-5}} \times 10^6$$

La condition fondamentale pour obtenir des résultats satisfaisants est l'absence de l'uranium dans la monazite, puisque, dans le cas où cet élément serait présent, l'on doit toujours soupçonner une contamination possible, soit par la décomposition d'un minéral uranifère voisin, soit par le fait que la monazite s'est substituée à un ancien minéral uranifère.

Interprétation des résultats obtenus avec la monazite. — La nécessité d'une méthode sûre pour les études chronologiques se fait sentir pour les formations non-fossilifères et pour celles des ères plus anciennes, pour lesquelles la connaissance d'une ou de deux dates absolues s'impose. Les divergences que l'on rencontre entre les données obtenues à l'aide de minéraux uranifères, même lorsqu'on a eu soin de faire l'analyse des isotopes du plomb, ont contribué à maintenir une certaine réserve de la part des géologues, quant à la valeur de la méthode. Un grand nombre des résultats publiés se ressent de la carence d'une étude critique des conditions de gisement de la roche-mère du minéral analysé et de l'état de leur conservation, particulièrement au lieu même où a été prélevé le minéral uranifère. En somme, l'application de la méthode des minéraux uranifères n'a pas offert la sécurité que

l'on pouvait espérer ; en dehors des restrictions déjà indiquées ci-dessus, on connaît d'autres causes d'erreur qui n'ont pas encore été étudiées de façon satisfaisante.

Dans l'hémisphère Sud, la méthode exposée ci-dessus présente une importance considérable, par suite de la rareté des fossiles, même dans les formations éopaléozoïques.

Pour ce qui est du Précambrien, un exemple pourrait mettre en relief l'intérêt de ces recherches. Dans l'état de nos connaissances actuelles sur le Précambrien brésilien, nous pouvons discuter les résultats consignés dans le tableau II.

Le tableau III résume nos connaissances sur la chronologie géologique du massif brésilien, jusqu'au Silurien, conformément aux études de divers auteurs (Derby, Hartt, L. J. de Morães, D. Guimarães, B. von Freyberg, etc.).

La carte du Brésil (fig. 1) montre la distribution géographique des formations précambriennes, d'après la carte géologique de A. I. de Oliveira [8].

Les chiffres du tableau confirment de façon générale les attributions stratigraphiques pour les formations protérozoïques et siluriennes du tableau III, mais ils soulèvent d'autres problèmes, qui doivent être discutés dans le cadre très général de l'évolution géologique de l'Amérique du Sud en particulier, et de l'hémisphère Sud dans l'ensemble.

Pour fixer les idées, rappelons que les formations métamorphiques de la série Minas (Algonkien inférieur) sont traversées par des dykes de pegmatites et de granites de deux âges différents, et, que sur des régions étendues, se rencontrent des migmatites et des micaschistes injectés lit par lit. Les granites les plus anciens (protérozoïques) sont calcosodiques ; les granites les plus récents (calédoniens), potassiques ou sodico-potassiques.

Comme, jusqu'à présent, aucun granite calcosodique n'a été trouvé traversant la série Lavras (Algonkien supérieur), on a admis pour ce type de granite l'âge correspondant au diastrophisme pénokien.

La position dans la colonne stratigraphique de la série Lavras n'est pas encore bien définie ; certains auteurs la considèrent comme d'âge cambrien, bien que les preuves paléontologiques fassent défaut. Nous considérons ces formations glaciaires comme du Protérozoïque supérieur, non seulement du fait de métamorphisme, plus élevé que celui des roches cambriennes de l'Amazonie, mais aussi par suite de l'existence d'une phase diastrophique épirogénique post-série Lavras et présilurienne, accompagnée d'une activité magmatique étendue ; les dykes de basalte (aujourd-

TABLEAU III

Chronogéologie des États Minas et Bahia.

ÈRE	PÉRIODE	SÉRIE	FORMATIONS	ROCHES TYPIQUES.
PALÉOZOÏQUE	(365.04 M.A.)	DIASTROPHISME	CALÉDONIEN	Apophyses granitiques, granitisation. Veines de quartz.
	SILURIEN (?)	BAMBUÍ	CANADAS GERAIN (?)	Calcaires, ardoises, phyllades calcaires et chloritoschistes.
L A C U N E				
PROTÉROZOÏQUE (ALGONKIEN)	PROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR	LAVRAS	SÔPA MACAUBAS	Dépôts glaciaires de l'inlandsis, conglomérats, calcaires dolomitiques, phyllites, etc., métamorphisés.
	(1064 M. A.)	DIASTROPHISME	PÉNOKIEN	Activité magmatique profonde. Granitisation. Apophyses granitiques.
	PROTÉROZOÏQUE MOYEN	ITACOLOMÍ	ITACOLOMÍ	Grès, phyllades, quartzites, conglomérats.
		DIASTROPHISME	HURONIEN	Métabasites. Activité volcanique de magmas basaltiques.
	PROTÉROZOÏQUE INFÉRIEUR	MINAS	PIRACICABA	Phyllades séricitiques et graphiteuses, quartzite.
			ITABIRA	Itabirite, calcaires dolomitiques, phyllade graphiteuse, couches manganésifères et ferri-fères. Métabasites.
			BATATAL	Phyllades séricitiques graphiteuses et quartzitiques.
1200 M. A. (D'APRÈS DIVERS AUTEURS)				
ARCHÉOZOÏQUE	COMPLEXE CRISTALLIN			Gneïss, mica-schistes, granites, etc.

d'hui transformé en amphibolite diabasoïde) traversent les roches de la série Lavras, mais non les calcaires et les ardoises de la série Bambuí (Silurien). Puisque la série Lavras est en grande partie continentale, et que le volcanisme présilurien l'a été éga-



FIG. 1. — Formations précambriennes au Brésil.

1 : Paléozoïque et Cénozoïque ; 2 : Protérozoïque ; 3 : Archéen.

lement, il devient parfaitement admissible que de vastes effusions basaltiques aient été entièrement détruites pendant le long cycle d'érosion qui va du Paléozoïque jusqu'à nos jours.

Le même processus d'évolution géologique se serait reproduit dans le Paléozoïque : la glaciation permocarbonifère a été suivie du diastrophisme néotriasique épirogénique, accompagné d'extrusions basaltiques considérées comme les plus grandes du

monde par la surface qu'elles occupent encore aujourd'hui dans le Sud du Brésil.

Voyons maintenant la signification des nouvelles déterminations d'âge absolu (tableau II).

On admet que 1.200 M. A. se sont écoulés du début du Protérozoïque à l'époque actuelle; l'âge moyen pour le diastrophisme pénokien étant de 1.064 M. A., la durée du cycle de sédimentation série Minas — série Itacolomi est donc de 136 M. A.

L'espace de temps pendant lequel s'est effectuée la sédimentation de la série Lavras, formée exclusivement de couches glaciaires, s'étendrait de 1.064 M. A. au début du Cambrien. Puisque l'on admet que 550 M. A. se sont écoulés depuis le début du Cambrien, la différence de 514 M. A. correspondrait à la durée de l'époque Lavras, ce qui n'est guère admissible, si on la compare avec la durée de la glaciation paléozoïque. Celle-ci, suivant Reinhard Maack [6] et V. Leinz [7], aurait eu lieu au Brésil entre la base du Carbonifère supérieur et le Permien inférieur, pratiquement l'espace d'une période géologique, soit 50 ou 60 M. A.

Les chiffres obtenus pour les âges absolus sont acceptables et, même en tenant compte de l'oscillation maximum constatée, la durée de l'époque Lavras dépasserait de loin celles des périodes géologiques moins anciennes. Nous en concluons que des formations géologiques du Protérozoïque supérieur, épaisses et étendues, auraient dû disparaître sans laisser de traces.

Le fait que des formations protérozoïques analogues, mais dont la corrélation stratigraphique et chronologique s'avère difficile, ont été rencontrées dans l'Afrique du Sud, aux Indes et en Australie, trouve son explication dans le grand cycle d'érosion qui se place pendant la glaciation du Protérozoïque supérieur. Il est également possible que dans d'autres régions, comme aux Indes et en Australie, la glaciation se soit prolongée au delà du Protérozoïque, étant donné que la migration des pôles à travers une région aussi vaste aurait exigé un temps équivalent à une période géologique; ce qui paraît se confirmer du Dévonien au Carbonifère, pour l'ancien Gondwana (Wegener, Reinhard). Par conséquent, l'on ne peut se faire une idée exacte de ce que fut le Protérozoïque supérieur, même en admettant l'évolution des masses continentales comme hypothèse auxiliaire, pendant un long cycle de sédimentation.

Un fait d'observation, confirmé par plusieurs géologues, est qu'il existe, dans la zone centre-Nord de Minas Geraes, une aire étendue de tillites métamorphisées, reposant sur les formations de la série Minas et Itacolomi. Si d'autres séries sédimentaires

avaient existé, entre Itacolomí et Lavras, leurs couches ont été détruites par l'érosion glaciaire du Protérozoïque supérieur.

Au Brésil, en tenant compte de la variation du faciès de sédimentation de l'E vers l'W, le désaccord indiqué serait compréhensible, puisque cette variation, liée à un géotectonisme toujours moins accentué vers l'W (ce qui correspond *grosso modo* à des caractéristiques géochimiques différentes), permet de supposer un processus épisodique pour la sédimentation protérozoïque.

On ajoutera que les structures observées résultent de l'accumulation des sédiments dans des fosses (*graben*), dont le substratum est formé par les roches cratonisées de l'Archéen. Les milieux de sédimentation correspondent à ceux des mers épicon Continentales, et non à ceux des grandes fosses marines. La reconstitution paléogéographique des aires continentales et marines de l'Algonkien inférieur du Brésil, de l'Afrique, des Indes et de l'Australie, d'après les restes de ces formations, montre que l'étendue des dépôts marins serait excessivement grande pour une seule période géologique.

D'après ces considérations, le développement de la sédimentation s'est fait, au Brésil, de l'E vers l'W et non simultanément, et il est possible : 1° que les roches de la série Itacolomí prédominent dans les formations de Goiás ; 2° que la série Cuiabá (Mato Grosso) appartienne au Protérozoïque supérieur.

BIBLIOGRAPHIE

1. GUIMARÃES, D. — *Economic Geology*, vol. XLIII, n° 2, mars-avril 1948.
 2. — et SYLVIO GUEDES. — *Avulso, Div. Fomento Prod. Min.*, n° 58, Rio de Janeiro, 1944.
 3. FLORÊNCIO, WILLER. — *Avulso Inst. Tecn. Ind.*, n° 4, Belo Horizonte, 1948.
 4. — *Ibid.*, n° 8, 1948.
 5. ERICHSEN, A. L. — *Bol. Serv. geol. min. Brasil*, n° 36, 1929.
 6. MAACK, R. — *Arg. Mus. Paranaense*, vol. V, Curitiba, 1946.
 7. LEINZ, V. — *Bol. Div. Fomento Prod. Min.*, n° 21, Rio de Janeiro, 1937.
 8. OLIVEIRA, A. I. et LEONARDO, O. II. — *Geologia do Brasil*, Rio de Janeiro, 1943.
 9. VERNADSKY, W. — *Les problèmes de la radiogéologie*, Herman et C^{ie}, Paris, 1935.
 10. DANA'S. — *System of Mineralogy*, vol. I, 1944.
-

LES CARACTÈRES STRUCTURAUX DU JURA

PAR L. Glangeaud¹.

Sommaire. — La structure du Jura et son histoire sont plus complexes qu'on ne l'admettait généralement. Il existe *plusieurs phases de dislocations et de plissements, séparées par des érosions intercalaires*. Les dislocations anté-pontiennes dont la plus grande partie est d'âge oligocène, ont joué un rôle dominant pour l'orientation des faisceaux de plis, notamment dans le Jura externe. Il y a lieu de distinguer *plusieurs styles jurassiens*. Dans le *style comtois*, l'influence du socle est immédiate et a donné lieu à des accidents spéciaux (pincées, failles-plis, lanières, etc...). Dans le *style haut-jurassien*, la couverture s'est plissée d'une façon indépendante, avec phénomènes de disharmonie, dus à la présence de niveaux plastiques. L'influence des dislocations subméridiennes est mise en évidence.

I. — INTRODUCTION.

Dans le Jura bernois, les géologues suisses de l'école de Buxtorf avec Keller, Liniger, Laubscher, Bourquin, P. Christ Suter, et dans le Jura alsacien quelques géologues français, dont Schneegans et M. P. Fallot, ont montré, depuis 1930, l'existence des phases antémiocènes ; mais la répartition et le rôle général de ces dislocations restaient à étudier pour l'ensemble du Jura.

Les levés, effectués au 1/20.000^e en 1943 et 1944 dans les faisceaux bisontin et salinois, avaient mis en évidence le rôle des failles antérieures aux plis. Nous avons alors décrit des accidents spéciaux, que nous avons nommés « pincées » et « failles-plis ». Une « pincée » correspond à une étroite zone d'effondrement, véritable déchirure due à une distension de la couverture, suivie d'une compression. Les systèmes de « failles-plis » sont dus à l'action d'une poussée orogénique sur des champs de fractures préexistants. De nombreuses complications peuvent résulter d'une telle superposition de phénomènes.

De plus, l'existence de deux poussées orogéniques mio-pliocènes, de directions différentes, apparaissaient nécessaires pour expliquer la structure des faisceaux bisontin et salinois. Ces

1. Note présentée à la séance du 19 décembre 1949.

observations posaient, pour l'ensemble du Jura, des problèmes qui ne pouvaient être résolus que par des levés de précision. En effet, étant donné l'importance des plissements mio-pliocènes, les failles anciennes ne se révèlent bien que par des levés au 1/20.000^e.

Le regretté Schneegans a proposé que, pour cette étude, les Ingénieurs de l'E.N.S.P. et la Faculté de Besançon travaillent en collaboration. Grâce à ce travail d'équipe, une grande partie du Jura franc-comtois a été levée au 1/20.000^e depuis Besançon jusqu'à Saint-Claude, avec le concours de MM. Bois, Caillon, Caire, Castany, Cliquet, Cornet, Cottencçon, de Chevilly, de Lignerles, Dreyfuss, Fourmentaux, Gard, Haendel, Kiecken, Lavigne, Masson, Mulot, Nougarede, Paillot-Baudère, Perrodon Relin, Winnock.

Cette masse considérable de documents sera publiée ultérieurement. En attendant, il est utile de dégager, dès maintenant, les faits essentiels qui étendent à l'ensemble du Jura les théories établies d'abord pour la région de Besançon. *Les faits généraux sont les suivants pour le type Jura :*

1. — Le type tectonique jurassien se caractérise, dans son ensemble, par un décollement de la couverture par rapport au socle avec jeux dysharmoniques des niveaux plastiques triasico-liasiques et oxfordien.

Nous ne reprendrons pas, ici, toutes les considérations développées ailleurs sur les phénomènes dysharmoniques.

2. — Le faisceau helvétique (Jura interne ou Haut Jura, n° 1 de la fig. 1) n'a pas eu exactement la même évolution que le Jura externe. Les couches du Secondaire y sont plus épaisses et plus marneuses ; l'influence du socle y est moins net. Comme conséquence, le style des plis est différent dans les faisceaux interne et externe.

3. — Dans le Jura externe et d'une façon plus atténuée dans le Haut-Jura (faisceau helvétique), les réseaux de failles anté-miocènes et le bord des voussoirs ont joué un rôle directeur dans le style et la position géographique des plis mio-pliocènes.

4. — L'évolution orogénique du Jura externe a commencé dès la fin du Tortonien, et en certains points, à l'Oligocène, pour durer jusqu'à la fin du Pliocène. Deux paroxysmes orogéniques mio-pliocènes peuvent y être distingués au Nord, où ils sont séparés par des phases d'aplanissement et d'érosion.

5. — L'érosion a exercé son action pendant toute cette durée, *en même temps que les plissements*. L'action de cette érosion explique certains accidents, notamment pour la dernière phase.

II. — LES STYLES JURASSIENS.

Pour cette raison, Schneegans et moi avons distingué, dans le « type Jura » deux sous-styles principaux : le *style comtois* présente une série d'accidents spéciaux, lanières ou bandes, monoclinaux plissés, failles-plis, pincées, etc., le *style haut-jurassien* est caractérisé par des plis anticlinaux coffrés, des synclinaux en auge, des plis droits ou déversés, si bien figurés par les auteurs suisses depuis A. Heim (figuré 5 de la fig. 1).

Dans le premier style, les dislocations du socle ont une influence immédiate. Dans le deuxième style, elles ne jouent plus qu'un rôle atténué et déformé (influence médiate). Aussi bien dans le style comtois que dans le style haut-jurassien, il n'existe pas de limite absolue entre les différentes variétés de plis du type Jura.

C'est ainsi que l'on observe des plis d'un style voisin du haut jurassien, mais lâche, moins coffrés, dans la couverture des plateaux ayant subi un décollement et un plissement. Ici, la couverture est moins épaisse. Le Trias est peut-être moins développé. On voit apparaître, dans ces plis, des failles qui, en certains points, les font passer au type comtois : mais il existe aussi, dans ce cas, des « plis-failles » avec charnières synclinales cassées. C'est le cas du Lomont, de l'anticlinal de Clerval, d'une partie des plis du plateau de Maïche, de ceux de Revermont, etc... Ces plis, dus à des glissements locaux de la couverture des plateaux, correspondent à ce qu'on appelait autrefois les plis jurassiens. Comme ils sont les moins fréquents dans le Jura, nous avons proposé de les nommer *sous-type palmyréen* (figuré 3 de la fig. 1).

La structure de la chaîne d'Orgelet-Poncin (n° 9) s'apparente au style comtois, tel qu'il est caractérisé dans les faisceaux bison-tin et lédonien. Elle offre néanmoins des caractères propres que l'on peut ainsi résumer.

Dans cette région, les phénomènes de distension et d'érosion sont intervenus pour donner un aspect très disloqué et peu cohérent. On voit de brusques variations le long d'une lanière ou d'un monoclinal, sans que l'on puisse suivre la continuité de la plupart des accidents secondaires. Il semble nécessaire d'admettre que, pour certains d'entre eux, il y a eu formation de dépressions avec paquets effondrés, *par érosion*, et peut-être aussi par distension. Ces zones disloquées furent ensuite comprimées avec rapprochement des deux bords des dépressions.

En outre, un processus de décollement d'ensemble, postérieur

aux dislocations, s'est produit pour tout le faisceau d'Orgelet-Poncin. Il a entraîné le chevauchement de la bordure de celui-ci sur le Tertiaire de la Bresse, dans la région d'Ambérieu. Ce décollement d'ensemble d'une couverture préalablement fragmentée fait penser au mécanisme évoqué pour les nappes de Provence, par M. Lutaud. Cette couverture disloquée, érodée, est le sous-type « *ultra-comtois* » du type comtois. De telles dislocations décollées ont été décrites à l'extrémité orientale du Jura, dans la région d'Erschwil, par Buxtorf, Christ et Mühlberg entre le Passavan et Eichen (M¹ E¹).

III. — RELATIONS DES FAILLES DU SOCLE ET DES DISLOCATIONS DE LA COUVERTURE.

Le glissement de la couverture, sur le socle, peut se produire suivant trois mécanismes différents. Dans le premier, une poussée venue de l'extérieur déplace l'ensemble de la couverture glissant sur le socle primaire, *immobile*, c'est le mécanisme évoqué par M. Buxtorf et M. Lugeon. Le socle ne jouerait ici aucun rôle.

Dans un deuxième cas, la surface de chacun des voussoirs en mosaïque, formant le Jura, s'incline différemment sous l'action d'une déformation du socle et la couverture glisse sur les surfaces inclinées du socle. C'est un *glissement gravitationnel localisé*.

Dans le troisième cas, le socle est comprimé et la couverture, située au-dessus, doit s'adapter à la diminution de la surface correspondante, en formant des plis; c'est un *plissement du type classique*.

Nous pensons que, dans le Jura externe, les deux derniers cas de relations entre le socle et la couverture sont nécessaires pour expliquer les faits observés.

Dans les *failles du type rhénan*, dans les plateaux préjurassiens ou dans le faisceau lédonien, la faille du socle se prolonge directement, presque sans modification, dans la couverture. On a là une action *immédiate* du socle sur la couverture, suivant une terminologie proposée dans ma thèse, en 1932.

Dans deux autres cas, les influences du socle sur la couverture sont indirectes. Dans le *style ultracomtois*, les failles probables du socle, ont donné des *dislocations étoilées* dans la couverture. Ces failles ainsi subdivisées ont été, ensuite, décalées par rapport à la faille primitive du socle, par suite du glissement d'ensemble de la couverture. L'influence du socle est ici *médiate*.

Un deuxième type d'influence médiate du socle s'observe dans la chaîne du Haut Jura, où le rejet des failles du socle est géné-

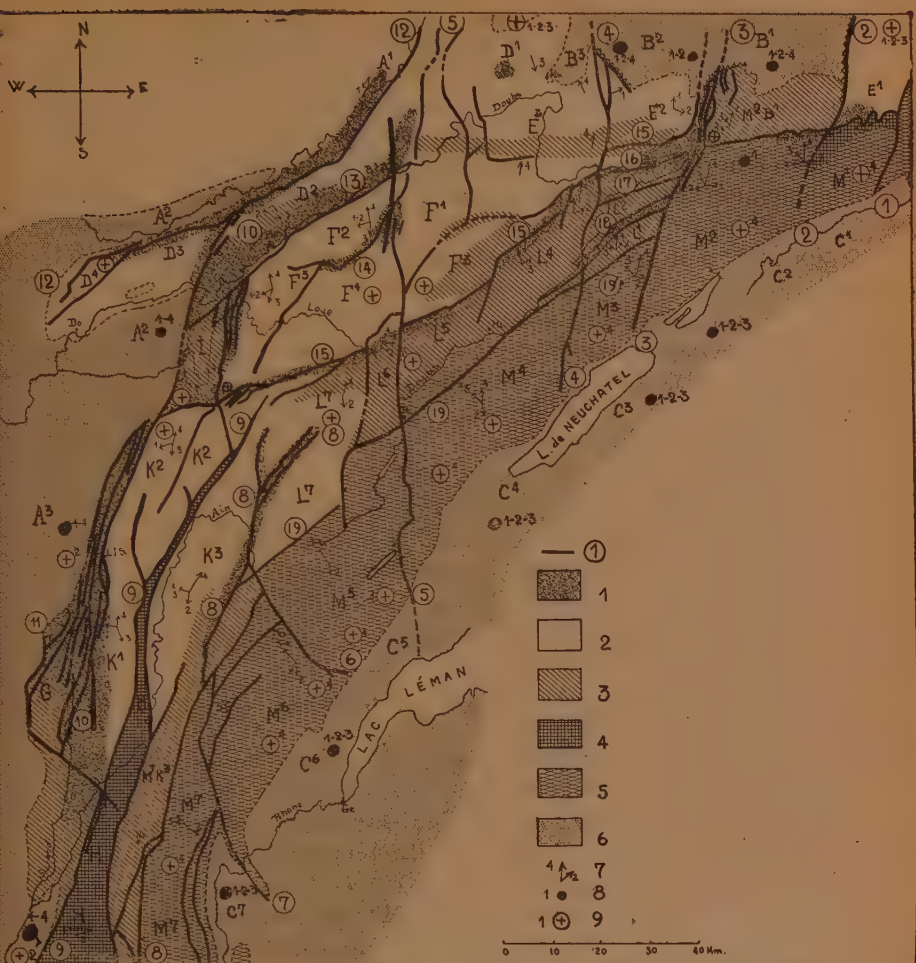


Fig 1. — Schéma structural du Jura, montrant les grandes dislocations profondes ayant dirigé ou influencé les plissements de couverture. Lignes noires avec numéro dans un rond : failles principales, numérotées de 1 à 19 (voir description dans le texte). Les failles de la couverture ne coïncident pas toujours actuellement avec les failles principales du socle. Ce réseau de failles directrices, constitue donc une première approximation.

Figurés 1 : faisceau présentant le style comtois ; — 2 : région peu ou pas plissée ; — 3 : plis de couverture des plateaux ; — 4 : faisceau à faciès ultra-comtois d'Orgelet-Poncin ; — 5 : plis du faisceau helvétique ; — 6 : région subsidente des plaines suisse, bressane et alsacienne ; — 7 : (petites flèches avec numéros) direction probable des poussées et des glissements au cours des 4 phases indiquées dans le tableau accompagnant le texte ; — 8 : région de subsidence maximum des fosses (figuré n° 6 ; — 9 (croix entourées d'un rond) : région de montée du socle au cours des phases 1-2-3-4.

ralement amorti ou diffusé par les niveaux plastiques intermédiaires (Trias, Lias, Argovien). La dénivellation du socle produit, dans ce dernier cas, un déplacement de la masse plastique ou oxfordienne, qui, s'ajustant sur le socle faillé, compense le rejet par un écoulement dysharmonique. La répercussion sur la couverture peut alors être extrêmement variée suivant les circonstances. Elle peut se traduire, soit par une flexure, soit par un bombement en apparence régulier, mais oblique par rapport aux plis, soit par des phénomènes variés, décrochement, rejet, torsion, etc... Il y aurait lieu d'étudier, pour chaque cas, les phénomènes d'écoulement plastique qui peuvent se produire en fonction des conditions locales. C'est ainsi qu'une faille verticale du socle peut, latéralement, paraître s'annuler (faille n° 4 au S de Badevel) et passer en direction, à un décrochement ou à une flexure quelquefois agissant en sens inverse du rejet précédent (cas du décrochement de Morez n° 6).

Par des schémas suggestifs, M. Aubert a montré comment on pouvait relier, dans le haut Jura, les dislocations du socle aux plis de la couverture. Seuls des sondages profonds détermineront quelle solution doit être choisie; mais les schémas de notre collègue suisse représentent une solution très probable.

IV. — IMPORTANCE DES PHASES ANTÉ-MIOCÈNES SUBMÉRIDIENNES.

Dans certaines parties du faisceau lédonien, la phase oligocène a joué le rôle dirigeant, les compressions ultérieures ayant superposé aux faisceaux de failles préexistantes les faisceaux de plis locaux. Au contraire, dans la Haute Chaîne, il semble bien que la phase oligocène a joué un rôle atténué, les phases dominantes étant mio-pliocènes. Dans la chaîne d'Orgelet-Poncin-Ambérieu, les deux influences oligocène et mio-pliocène, paraissent avoir superposé leurs effets à peu près à égalité. Le rôle atténué de la phase anté-miocène dans la Haute-Chaîne ne paraît pas dû seulement à ce que l'action superficielle du socle est ici plus amortie, mais il est aussi fort possible que le socle ait été moins disloqué, à l'Oligocène, dans le faisceau interne que dans le faisceau externe. Ceci est surtout vrai pour les dislocations de direction varisque. Par contre, les grandes dislocations subméridiennes (de 3 à 7) paraissent bien avoir atteint et, pour certaines, dépassé la plaine suisse.

Stille a décrit une dislocation subméridienne partant de Scandinavie pour aboutir à la Méditerranée (dislocation Mjosen-Méditerranée). Cette conception si vaste est un peu trop schéma-

tique. Les failles 1 à 4 se relient bien aux systèmes des failles rhénanes. Ces dernières appartiennent à une zone subméridienne qui prolonge, vers le S, la grande déformation crustale qui traverse, en écharpe, l'Allemagne. Par contre, les failles lédoniennes (10-11) appartiennent au bord W du système vosgien et sont séparées des précédentes par la largeur des Vosges. Néanmoins, dans leur ensemble, les faisceaux de failles de 1 à 11 pourraient représenter les relais vers le S, d'une grande ligne directrice trans-européenne. Les plis du Jura se seraient superposés à ce relai de torsion infracrustale d'âge anté-miocène.

Ce faisceau subméridien n'avait jamais été mis en évidence d'une façon nette, dans les travaux français et même suisses sur le Jura. Les études séismologiques d'Oulianoff sur l'étude des tremblements de terre confirment cette hypothèse de structures sub-méridiennes, ainsi que nous l'avons précisé au Congrès de Londres.

Il est possible que l'on puisse relier ultérieurement par la géophysique, certains accidents transversaux alpins ou subalpins à ces accidents subméridiens, mis en évidence dans le Jura.

V. — LES PLIS DE FOND ET LEUR ACTION SUR LA COUVERTURE.

A l'échelle des faisceaux de plis, les déformations d'ensemble du socle peuvent agir sur la couverture, d'une façon harmonique ou dysharmonique. Dans les phases de rajustement isostatique, les plis de fond du socle paraissent se répercuter assez fidèlement dans la couverture, c'est ainsi que la surrection de la Haute Chaîne doit être due à une déformation d'ensemble du socle. Dans les phases où se produit une compression du socle, un synclinal de fond amène un rapprochement des deux bords des voussoirs, mais la couverture peut réagir de trois manières :

a) par une déformation harmonique et conforme à celle du socle ;

b) par une déformation en sens inverse, que je nommerai déformation antinomique, un anticlinal de la couverture se superposant à un synclinal du socle ;

c) par un décollement avec chevauchement sur ses bords.

Dans le premier cas, on a le double chevauchement en blague à tabac encadrant la région de Saint-Lupicin, qui doit correspondre à un synclinal du socle. Il en est de même pour le faisceau de Moirans, prolongeant le plateau de Champagnole.

Dans le deuxième cas, le plateau d'Ornans doit correspondre

à une ondulation synclinalle du socle qui ne s'est pas traduite en surface. Il en est de même peut-être pour le Revermont.

Dans le troisième cas, les chevauchements encadrés sont produits sur les régions déprimées ou qui avaient été attaquées par l'érosion avant le plissement (style ultracomtois et provençal).

C'est par un mécanisme de ce genre que nous expliquerons le chevauchement de la partie méridionale du faisceau d'Orgelet-Poncin, sur le Tertiaire de la Bresse. La région d'Ambérieu, entre Lagneux et Poncin, devait correspondre, au moment de la dernière poussée, à une zone érodée, entre le promontoire de l'île Crémieux et l'anticlinal du Revermont. Le paquet décollé d'Ambérieu correspondrait ainsi à une « hernie » qui aurait fait saillie dans un ancien hiatus d'érosion. J'explique, de même, par une vallée préexistante, les hernies triasiques d'Arguel, de Vorges, le chevauchement très localisé du Spiegelberg, etc..

Nous nous bornerons, dans cette note, à mettre en évidence la liaison existant entre les grandes lignes de fractures anté-vindoboniennes et les unités structurales du Jura. Sous cet angle, le Jura apparaît comme une « mosaïque de plis ». C'est une chaîne en mosaïque, à tectonique superposée, dans le sens attribué pour M. Wegmann à ce dernier terme. La fig. 1 donne les grandes lignes de cette structure.

VI. — MÉTHODES MORPHOTECTONIQUES.

Étant donné la superposition des phénomènes et la rareté des sédiments tertiaires dans une partie du Jura français, il nous a fallu appliquer des méthodes propres à cette chaîne pour pouvoir reconstituer l'aspect initial des voussours jurassiens.

1) Nous avons suivi, à travers tous les plis, les lignes de dislocations antérieures à ceux-ci. En de nombreux points, les failles antérieures aux plis ont été effacées par les déformations postérieures ou sont difficilement décelables, par suite d'une stratigraphie insuffisante.

Pour les mettre en évidence, il a fallu, d'une part, faire les levers de précision au 1/20.000^e, ce qui a été réalisé grâce à l'équipe d'Ingénieurs de l'E. N. S. P. et du regretté Schneegans. En plus de ces levers de précision, il a fallu suivre spécialement par des indices, tels que changements brusques de pendages, déformations orthogonales, surfaces d'écrasement, cassures non cohérentes, le passage des lignes de dislocations qui n'apparaissent pas toujours dans les levers, même très précis. Cette difficulté est augmentée par le fait que toutes les failles anté-vindobo-

niennes ont été tordues, disloquées, ont rejoué dans plusieurs sens et ont été aplanies par les différentes phases d'érosion d'âge miocène.

2) Les analyses structurales et morphologiques fines nous ont permis, en outre, de relier la formation des plis avec l'évolution parallèle de la morphologie. Les derniers chevauchements se sont, en effet, produits sur des surfaces d'érosion emboîtées dans les pénéplaines pontiennes et parfois sur des éboulis ou des lehms à galets contemporains de ces surfaces.

3) La reconstitution, d'après les coupes, des longueurs initiales, nous a permis de mettre en évidence des lacunes d'érosion anté- ou syntectoniques.

Nous avons pu suivre vers l'W, en France, le prolongement des surfaces d'érosion et les deux phases si bien distinguées par nos collègues suisses.

La pénéplaine pré-pontienne helvétique peut être retrouvée sur le plateau de Maïche, malgré sa déformation. Elle se raccorde ainsi au plateau de Cuvier (L7) par l'intermédiaire de plateaux en auge (de Chabot), comme le plateau de Levier et les plateaux (L3). Nous lui attribuons le même âge que la pénéplaine d'Ornans de Chabot (F2 à F4).

Les travaux récents ont montré que la pénéplaine pré-pontienne d'Ornans, comme celle du Jura bernois, avait été plissée, localement, par la deuxième phase orogénique (phase 4). Mais, dans les plateaux franc-comtois du NW, cette déformation est limitée aux lignes de dislocations (13, 14, 15) correspondant aux faisceaux bisontin, de Mamirolle, salinois, etc... *Entre ces lignes, la pénéplaine initiale a été respectée.* Aussi, son développement est-il particulièrement remarquable au NW du Jura et permet-il d'établir la liaison entre l'E et le S.

Après son établissement, des érosions ont commencé à entailler cette pénéplaine pré-pontienne. M. Dreyfuss a observé ce fait dans le faisceau de Mamirolle. Nous l'avons constaté dans le faisceau bisontin (surface de la Jorande) et récemment aux Somettres (Franche Montagne). Les chevauchements d'Arguel-Montfaucon, près de Besançon, comme celui de la crête des Somettres, se sont produits sur des surfaces d'érosion entaillées dans la pénéplaine pré-pontienne.

VII. — LES GRANDES LIGNES STRUCTURALES ANTÉ-PONTIENNES.

Sur la carte ci-jointe, nous avons dessiné un certain nombre de faisceaux de dislocations anté-pontiennes, qui ont joué un rôle

dirigeant dans les plissements mio-pliocènes. L'âge anté-pontien d'une partie de ces structures préétablies, est démontré, quand elles intéressent des terrains miocènes. Pour les autres, en l'absence de Miocène, nous les avons reconstituées en nous appuyant sur les principes énumérés ci-dessus et notamment en utilisant les méthodes morphotectoniques.

On peut ainsi distinguer deux grands groupes de structures pré-pontiennes, l'un subméridien, et l'autre de direction varisque (NE-SW).

A. — LIGNES DE DIRECTIONS SUBMÉRIDIENNES. — *Lignes de dislocation de Sissach-Woldenburg* (n° 1). — Une des nombreuses failles du Jura tabulaire bâlois, paraît montrer une continuité plus grande que les autres. On peut se demander si, dans le socle, elle ne se prolonge pas au S de la ligne de chevauchements de Vorburg.

Dans cette direction, s'aligne une série de chevauchements de relais et d'érosion que l'on observe jusqu'au S de Balsthal sur les rives du Dunnerne. Cette ligne de dislocations est certainement complexe, mais nous paraît bien correspondre à une zone transverse (Querbruche), antérieure au Pontien.

Faisceau de la flexure rhénane (n° 2). — De même, la flexure rhénane, nous paraît se prolonger vers le S par un accident situé à la limite orientale du bassin de Delémont. D'autres « Querfaltungen », d'âge sannoisien et pour certaines d'entre elles d'âge lutétien, ont été décrites à travers le bassin de Delémont par Laubscher.

Ligne S de la Caquerelle (n° 3). — De même, les travaux des géologues suisses, notamment de Buxtorf, Laubscher et ceux de Schneeggans, permettent de dessiner un faisceau de failles qui, partant de la plaine d'Alsace, a été reconnu jusqu'au voisinage de Saulcy. Plus au S, l'augmentation de l'épaisseur de la couverture, ainsi que l'apparition des faciès marneux de l'Argovien, amortissent l'action superficielle immédiate des failles du socle. Néanmoins, le prolongement méridional de celles-ci peut être admis pour plusieurs raisons. Le Crétacé et l'Oligocène présentent des variations brusques d'épaisseur et de faciès, de part et d'autre de la ligne n° 3. Le Crétacé disparaît à l'E de cette ligne et l'Oligocène étant, à peu près, absent à l'W, on est donc là à la limite de deux compartiments, ayant joué de façon différente pendant l'Éocène et l'Oligocène.

Les failles existant à l'E du val de Ruz marquent probablement le prolongement de ce faisceau vers la plaine suisse.

Ligne de Charmois-La Ferrière (n° 4). — Une grande faille, dont l'existence avait été prévue d'après les résultats du sondage de Charmois et de Felon, a pu être suivie, depuis la bordure des Vosges jusqu'à la frontière suisse. Au S, cette faille accompagnée, par place, d'accidents satellites, traverse le territoire suisse, avec un faible rejet dans la région du Fahys et paraît se relier à la faille dessinée par M. P. Fallot. Son trajet est difficile à caractériser, au voisinage de

l'anticlinal de Vaufrey, mais elle peut être, de nouveau, mise en évidence 1 km au NE de Clairefontaine, où elle limite, vers l'W, l'anticlinal liasique de Moron. De là, après une série de dépressions, elle nous paraît responsable de l'arrêt brusque et de la torsion vers le N de l'anticlinal de Fessevillers, ainsi que de la direction subméridienne de l'anticlinal de Belfays.

Sur le flanc W de l'anticlinal de Damprichard, une série de dislocations prolongent, au N, la faille de la Boulois de M. P. Fallot. Cette dernière se raccorde par une série de redents au décrochement de La Ferrière, fort bien dessiné par M. Bourquin. Cet accident se prolonge par un réseau de failles atteignant la plaine suisse à l'W du val de Ruz.

Ligne de Pontarlier-Baume-les-Dames (n° 5). — Le « décrochement de Pontarlier » est bien connu au S de cette ville. Les études de M. Dreyfuss ont confirmé qu'il représente une faille antérieure aux plis. Au N de Pontarlier, la faille n° 5 limite, à l'E, le synclinal à fond plat de Sainte-Colombe. Accompagné de failles satellites, un tronçon de cette faille est dessiné sur la carte d'Ornans au SE de Vanclans. Dans la tranchée du chemin qui monte de Vanclans vers le Geai, le plan de la faille (5) est recoupé par les plans de faille (15).

Au N de Vanclans, la variation de pendage des couches au NE d'Épernoy décèle une discontinuité due à la faille 5 ou à une faille satellite. C'est elle, ou une faille satellite, qui fait apparaître l'Oxfordien dans la région de Lonchamp. Au N de Vercel, elle se relie au réseau de failles de la région de Brémondans-Germefontaine, étudiée par M. Corroy.

Ce réseau représente une zone de torsion reliant la faille de San Juan au groupe de dislocations subméridiennes, qui se prolonge après Adam-lès-Passavant, dans la région de Pont-les-Moulins. A l'E de Baume-les-Dames, la ligne Pontarlier-Saint-Juan se raccorde aux failles des plateaux pré-jurassiens.

Faille de Morez (n° 6). — Le « décrochement de Morez », comme celui de Pontarlier et pour les mêmes raisons, correspond à une faille antérieure au paroxysme principal. Il a été bien dessiné par Raven, dans la région de Morez. Son prolongement vers le NE a été reconnu jusqu'au voisinage de la Chaux-des-Crotenay, par M. Cliquet, qui a montré son raccordement avec le faisceau de Syam (7).

Faisceau de Syam (n° 8). — Ce faisceau naît sur le plateau de Levier par un réseau de failles à faible rejet et de déchirures de distension qui convergent et se relient à une grande cassure subméridienne. La faille-pli, qui la prolonge, peut se suivre avec netteté jusqu'au voisinage de la Chaux-des-Crotenay, au point de jonction avec la faille 6. A partir de là, elle oblique légèrement vers le SE où elle a été mise en évidence, avec des failles satellites, par les travaux inédits de MM. de Chevilly, Haendel et Relin. Les levés de M. Dreyfuss montrent le prolongement de cet accident jusqu'au voisinage des Crozets. En ce point, il bifurque, mais l'accident principal correspond à la faille de Pratz, de Saint-Lupicin, qui fait buter le synclinal (S6, pl. 14 de notre

livret guide de l'excursion universitaire), contre l'anticlinal A7. Cet accident se raccorde au chevauchement qui traverse la Bienne à Chiriat.

La ligne n° 8 se continue sur la feuille de Nantua, où elle a été figurée avec exactitude par Attale Riche. C'est elle qui sépare le synclinal crétacé de Chari de l'anticlinal d'Apremont. Elle se continue, plus au S, en bordant, à l'W, le synclinal d'Hauteville. Ainsi, sur plus de 100 km, la dislocation bordière du faisceau de Syam sépare deux compartiments qui étaient distincts avant les plissements mio-pliocènes. Il y a lieu de noter que le chevauchement s'inverse, de part et d'autre de Saint-Lupicin, par suite du jeu relatif des deux compartiments.

Faisceau (n° 9). — Ce que je propose de nommer *faisceau d'Orgelet-Poncin* offre un grand intérêt pour l'interprétation du Jura. Au N, à Montrond, la pincée de l'Euthe est une simple déchirure due à une distension de la couverture, sans dénivellation nette du socle, entre les plateaux contigus de Lons-le-Saunier et Champagnole. A partir de Mirebel, une faille apparaît, puis se bifurque en donnant trois compartiments en « lanière » ou « bande ». Dans cette région, il y a une dénivellation, d'environ 100 m, entre le voussoir de Lons et celui de Champagnole. En arrivant à Orgelet, s'ajoute, à l'E, une bande supplémentaire. La compression de ce « faisceau de lanières », augmente progressivement vers le S.

Sa subdivision en lanières monoclinales, plus ou moins plissées, atteint son maximum sur la feuille de Nantua, où Attale Riche a figuré entré Perignat et le cours de l'Ain, six « lanières » étroites et comprimées, sur un espace de 4 km. Les études effectuées par les Ingénieurs pétroliers, MM. Ackermann, Cholley et Martel, montrent que la structure est encore plus complexe que ne l'indique la carte. En outre, la bande disloquée s'est élargie fortement, vers le S, par adjonction de nouvelles « lanières ». Elle atteint, au niveau de Poncin, 6 km de large. Mais la continuité structurale, avec la pincée de l'Euthe, malgré cet élargissement, nous a paru nette, car on peut suivre, d'une façon presque continue, la dislocation bordant, à l'W, le faisceau d'Orgelet-Poncin, sur une distance de 90 km. Sur les bords de l'Ain, dans la région de la feuille de Nantua, le contact entre cette unité et les territoires peu plissés de la région d'Hauteceur, est brutal.

La partie orientale de ce « faisceau de lanières » s'élargit encore plus fortement vers le S, à l'W d'Ambérieu, où il a subi un décollement d'ensemble avec chevauchement de la couverture prédisloquée sur le bassin tertiaire.

Faisceaux subméridiens (nos 10 et 11). — Cette zone débute, au N, sur la feuille de Besançon, par les séries de failles accompagnant les plis de la région de Pelousey et de Champvans. Après avoir traversé le Doubs près de Rozet-Fluans, cette ligne disparaît sous le Pliocène transgressif de la forêt de Chaux. Elle peut être raccordée plus au S au faisceau de failles-plis, nommé faisceau lédonien, qui débute sur la feuille de Besançon, aux environs de Villeneuve-Laval. Ce faisceau

complexe présente une collection des types du style comtois, avec monoclinaux plissés, pincées, lanières, etc... Ce style très spécial se poursuit jusque sur les feuilles de Lons-le-Saunier et Saint-Claude, jusque dans la région d'Arnans; il offre son maximum de largeur au niveau d'Orgelet où, de Béfia à Cuisance, il atteint 13 km. Il a donné lieu aux descriptions déjà anciennes de Marcel Bertrand, à celles, plus récentes, de M. Dreyfuss, et aux remarquables levers de MM. Masson, Lavigne, etc...

A partir de Cousance, la bordure occidentale de ces faisceaux offre des éléments plus larges et réguliers, quoique présentant encore des associations de failles et de plis, du style comtois. On arrive progressivement à des anticlinaux relativement réguliers, comme l'anticlinal du Mont Verjon et le synclinal de Boursia. Dans le Revermont, cette structure devient encore plus voisine du style des plateaux plissés (palmyréen) qui, dans le S du Revermont, s'oppose brutalement aux faisceaux des lanières n° 9, situés à l'E de l'Ain. Tout se passe comme si la disparition du plateau de Lons, entre le faisceau lédonien et la chaîne de l'Euthe (9), était compensée par un étalement de dislocations et un élargissement des plis. *Le resserrement total restant ainsi constant.*

B. — LES FAISCEAUX DE DIRECTIONS VARISQUES. — *Faisceau de l'Ognon* (n° 12). — Le faisceau de l'Ognon débute sur la feuille de Lure, au S de cette ville, par une dénivellation qui surélève le Muschelkalk de Gouhenans. Il se raccorde, sur la feuille de Montbéliard, à la dislocation de Vuillafans, dessinée par M^{lle} Cousin; au S, il constitue « la zone faillée complexe de l'Ognon », type de ce que nous avons appelé les « pincées » et les « failles-plis ». Certaines failles de ce faisceau paraissent, d'après M. Dreyfuss, antérieures à l'Oligocène lacustre de la région; mais, postérieurement, elles ont subi des déformations.

A partir de Rougemonteu, la faille prend la direction WSW. Elle sépare le voussoir des Avants Monts de la zone des synclinaux crétacés de l'Ognon. L'analyse de ces accidents, faite par M. Bonte, près de Miserey, montre l'existence de deux phases successives de compression, ayant cisailé la faille primitive de l'Ognon.

Faisceau bisontin (n° 13). — Le faisceau bisontin a fait l'objet de levers minutieux de MM. Fallot, Corroy et Gardet, dans sa partie orientale. Il a été étudié au 20.000^e dans sa partie occidentale par M. Dreyfuss et moi-même. Ses caractéristiques restent assez constantes. Une grande dislocation, la « faille du Doubs », presque continue, se suit, avec des failles satellites, depuis Hyèvre-Paroisse, sur la feuille de Montbéliard, jusque vers Boussières, sur la feuille de Besançon, avec quelques décrochements et relais dus à des fractures transversales. C'est un faisceau de failles-plis, où les failles sont produites avant le plissement majeur et les chevauchements. Sur presque tout leur parcours, la faille principale et les failles satellites offrent des phénomènes complexes d'écrasement et de cisaillement. Une grande partie des chevauchements, notamment ceux de la région de Besançon (Monfaucon,

Arguel, etc...), ne peuvent s'expliquer que par une évolution en plusieurs temps : a) faille verticale ; b) début d'anticlinal limité par la faille ; c) distension avec effondrement ; d) chevauchement local des têtes anticlinales, situées au SE (anticlinal de Montfaucon, de la Chapelle-des-Buis et d'Arguel), sur la zone déprimée qui le bordait au NW (surface d'érosion de la Jorande).

Faisceau (n° 14). — Le faisceau n° 14 de Mamirolles, étudié par M. Robaux, a été levé, au 20.000^e par M. Dreyfuss. Il correspond à une faille-pli avec pincées typiques. M. Dreyfuss a montré que la dernière déformation de cette faille-pli est postérieure aux surfaces d'Ornans et de Montrond.

Faisceau salinois (n° 15). — Les plis du Jura paraissent coupés par un faisceau de plis nommé « ondulation transversale » par Fournier. Le terme a été critiqué à juste titre par M. de Margerie. Dans la région située entre les Arsures et Salins, le faisceau salinois commence par la grande faille bordant au N le plateau de Lons-le-Saunier. Il recoupe orthogonalement les accidents NS du faisceau de Quingey.

A partir de Salins, ce faisceau offre un style de *faille-pli* caractéristique du style comtois. On peut distinguer trois parties :

a) La bordure S du plateau d'Ornans, disloqué et faillé au mont Poupet, plonge sous le Trias du faisceau salinois (levers Caire).

b) La bande triasico-jurassique de Salins offre des dislocations avec des failles-plis et des monoclinaux plissés (levers Castany).

c) La bordure N du plateau de Lons-le-Saunier a été, elle-même, déformée et disloquée sous forme d'accidents complexes (thèse de M. Gard).

Trois des voussoirs jurassiques, bloc de Quingey (I), plateau d'Ornans (F) plateau de Lons (K), sont donc bordés par ce que j'ai nommé les « faisceaux de failles-plis liminaires ».

Dans la région de Mouthiers-Haute-pierre, l'importance des chevauchements du faisceau salinois poussé sur le plateau d'Ornans nous paraît due à l'existence d'une région déprimée *antérieure* au *chevauchement*. Dans cette zone déprimée, le Crétacé a été conservé. *La pénéplaine antérieure au chevauchement correspond à la surface d'érosion pré-pontienne* (surface d'Ornans et de Cuvier de M. Chabot). A Vanclaus, la faille principale (15) recoupe la faille de Pontarlier (5), qui a joué, dans la dernière phase, comme faille de décrochement. C'est à ce décrochement que doit être dû le rejet horizontal de la faille 15. En effet, comme l'a montré M. Robaux, la bordure disloquée séparant L. 4 de F. 3 se poursuit, plus au S, par la faille des Portes d'Orchamps, puis par le cirque de Notre-Dame-de-Consolation, qui est relayé par le chevauchement du Mont Miroir. Ce dernier est, à son tour, relayé, au N de Maiche, par le chevauchement de la région de Saint-Hippolyte, si bien décrit par M. Fallot.

Le style de *chevauchement frontal* du voussoir L. 4 reste très constant. M. Robaux, s'il ne prononce pas ce nom, dessine, dans ses coupes, des « failles-plis » typiques. Étant donné les déformations postérieures de la couverture et son déplacement horizontal, il est facile de rétablir,

par la pensée, la ligne primitive 15 coupés de décrochements orthogonaux.

Ces jeux orthogonaux paraissent bien ici être de *véritables décrochements*, ayant joué au moment du plissement par décalage des différentes parties du voussoir L, qui ont avancé plus ou moins vers le N. La couverture a dû s'adapter à cette déformation orthogonale, en même temps qu'elle se plissait.

En Suisse, la ligne de chevauchements se subdivise dans les dislocations décrites par Laubscher, dans la région de Sainte-Ursanne (16). Au Mont Terri (15), les failles du faisceau salinois recoupent des failles de la Caquerelle (3), en donnant une mosaïque complexe.

Faisceaux des Franches Montagnes (17, 18) : la région des Franches Montagnes, étudiée par Buxtorf, Forkert, Glauser, etc., paraît présenter une série de failles de directions variées, que nous ne décrirons pas ici. L'extrémité orientale de l'une d'elles se traduit par la pincée de Courgouton, qui traverse le Doubs, au N de Vautenaivre et de Courgouton (n° 17).

La deuxième grande dislocation (n° 28) est constituée par la faille chevauchante de la partie N du Spiegelberg (crête des Somettres), qui se raccorde à la faille bordant au NW l'anticlinal de la combe des Grands Bois. M. Bourquin a montré que cette faille est relayée, au S, par une deuxième, bordant au N l'anticlinal des côtes du Doubs ; cette dernière, avec des failles satellites arriva à la frontière française, sur le bord du synclinal du Pisoux (Fallot et Nicklès). Plus à l'E, le grand anticlinal du mont Gaudichot paraît bordé d'accidents qui pourraient être le prolongement des failles du Pisoux.

À l'E de Pontarlier, les recouvrements alluviaux ne permettent pas de reconnaître la structure du flanc N du Laveron ; mais celui-ci correspond à une flexure brusque qui pourrait être liée à une dislocation profonde du socle que nous avons indiqué *hypothétiquement* ; cette dislocation du socle se continuerait au SE, par la faille chevauchante de l'anticlinal des Planches en Montagne, étudiée par M. Nougariède. Il est difficile de préciser actuellement si cette dernière correspond à une faille-pli ou à un pli-faille. Nous admettons, provisoirement, la première solution, étant donné ses raccords avec le faisceau de Syam (n° 6).

CONCLUSIONS.

La carte ci-jointe (fig. 1) indique, au moyen de flèches, le sens et l'intensité des poussées, et glissements successifs (1 à 4) subis par la couverture des voussoirs.

Dans le Jura externe, les phases antéstampiennes ont imposé les lignes de la structure postérieure. C'est à elles que nous attribuons l'origine des grands faisceaux (1 à 19), que nous avons décrits dans le chapitre précédent.

D'accords avec les géologues bâlois, nous pensons que les

	JURA BERNOIS		JURA FRANC-COMTOIS	
	PHASES	EXTERNE	INTERNE	EXTERNE ET VOSGES
		PREMIÈRE PÉRIODE		
		GLACIAIRE		
Pliocène (sup. inf.)	↑	Déformation des alluvions du Sundgau (4c).	collapse-structure (4c).	Dernière déformation de la forêt de Chaux (4c) et de la bordure bressane.
	↓	Arrivée de galets alpins, dernier jeu de la flexure rhénane (4b).	Ajustements locaux post-tectonique (4b).	Arrivée des galets alpins, subsidence de la Trouée de Belfort (4b).
Pontien (sup. inf.)	↑	Dernier chevauchement (Spiegelberg, Movelier, Cagnevel) (4a).	Surrection isostatique de la haute chaîne. Premières vallées. Renversement du drainage (4a).	Surrection isostatique de la haute chaîne (4a).
	↓	2° paroxysme orogénique (4) Lehm à galets; surfaces d'érosion emboîtées.	Phase majeure de plissement (3).	Premières vallées. Renversement du drainage.
Tortonien	↑	Pénéplaine des Franches Montagnes.	drainage vers le Sud	Phase de plissement.
	↓	Paroxysme orogénique (3).	Cailloutis vosgien	1 ^{re} paroxysme orogénique.
Miocène inférieur et moyen	↑	Pénéplaine prépointienne. Sables à <i>Dinotherium</i> .	Cailloutis des Vosges vers la Suisse. Régression marine.	1 ^{re} déformation (3)
	↓	Dépôts continentaux, aplanissement des plateaux. Surrection de la Forêt Noire.	Dépôts marins.	régression marine.
Aquitanién Oligocène	↑	2 phases de dislocation	Aplanissement des plateaux. Distension. Surrection des Vosges.	Dépôts marins.
	↓	1 Enfoncement des fosses rhénanes. (1-2)	2 phases de dislocation. Descente de la fosse bressane.	

phénomènes orogéniques du Jura ont ainsi débuté à l'Éocène avec deux paroxysmes nummulitiques, l'un antéstampien (1) l'autre poststampien (2) et deux paroxysmes miopliocènes (3 et 4). Le tableau ci-contre résume l'histoire de cette région.

Géologie profonde et plissements superficiels dans le Jura.

Les observations énumérées dans cette note montrent une participation incontestable du socle dans l'orogénèse du Jura. On ne peut donc faire abstraction, dans les théories sur le Jura, des problèmes de géologie profonde du socle, qui sont de deux sortes :

- dans quelle proportion et comment le socle s'est déformé au cours du Tertiaire ;
- quelle est la part d'énergie absorbée par le socle et celle transmise par la couverture.

Nous ne pouvons dans cette note, déjà trop étendue, examiner en détail ces problèmes, qui peuvent être abordés par les analogies avec d'autres chaînes et par l'emploi de méthodes auxiliaires. Nous en résumerons les conclusions.

A. — *Rôle du temps.* Dans le dôme de la Grésigne, étudié par MM. Gèze et Ellenberger, le matériel primaire n'est pas resté rigide au cours de l'orogénèse tertiaire. Il a subi une déformation plastique, passant, à la limite, à une tectonique rigide. Cette tectonique de pli de fond s'est superposée dans l'Aquitaine comme dans le Jura, à une structure faillée antérieure.

Les possibilités de déformation du bâti primaire peuvent dépendre de la durée et de la vitesse de variation de l'énergie transmise. On pourrait expliquer ainsi, qu'un même matériel puisse réagir de façon différente à deux époques successives. Une poussée brutale et courte peut donner une tectonique cassante, surtout si elle est suivie d'une relaxation non moins brutale. Au contraire, une pression lente et continue peut produire une déformation. La chronologie géologique fine du phénomène, et sa traduction en temps absolu, a donc une grande importance pour le choix de l'hypothèse. Dans la géomécanique, le temps joue un plus grand rôle que dans les expériences de laboratoire quasi instantanées.

B. — La notion de *tectonique superposée*, si bien analysée par Wegmann, nous paraît aussi avoir dans le Jura d'intéressantes applications. En effet, le socle primaire n'est pas une masse

homogène, ainsi qu'Oulianoff l'a souligné pour la bordure externe des Alpes.

C. — *Niveaux de transmissions énergétiques.* De nombreux faits montrent que l'énergie orogénique alpine fut transmise dans la région préalpine et notamment dans le Jura par au moins trois, et peut-être par cinq enveloppes (fig. 2) : par l'enveloppe sédimentaire souple postliassique (1), par les niveaux plastiques triasico-liassiques (2), par la croûte supérieure rigide : primaire et granite (3), par la croûte inférieure (4), et même, dans une certaine mesure, par le sima sous-jacent (5).

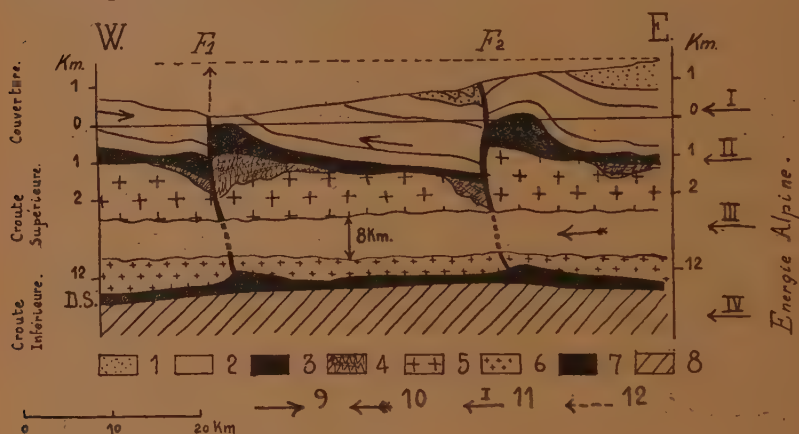


FIG. 2. — Schéma montrant les relations entre la géologie profonde et la structure du Jura externe (style comtois). 1 : Crétacé avec collapse structure ; — 2 : Jurassique ; — 3 : masse plastique triasico-liassique donnant des plis diapirs sur le bord des voussoirs (diapir de voussoir). Au-dessous de F1, la flèche indique la poussée verticale transmise par le niveau plastique par suite de la différence d'altitude entre les deux bords supérieurs du voussoir ; — 4 : Primaire ; — 5 : série cristallophyllienne et granitique ; 6 : granite ; — 7 : Ds : niveau de désordre dynamo-sensible pouvant faciliter le décollement entre la croûte inférieure et supérieure ; — 8 : croûte inférieure.

I-IV. Étages de transmission énergétique de l'énergie alpine par les différentes enveloppes. F1 et F2 : failles d'âge oligocène délimitant les systèmes de failles-plis.

D. — *Isostasie et plissements.* Le Jura paraît, dans son ensemble, avoir atteint actuellement un état d'équilibre isostatique, malgré les plissements et déformations ; on peut donc supposer qu'une partie des plis de couverture et de l'érosion constituerait la compensation des jeux profonds du socle déformé par les phases orogéniques. Ces phénomènes superficiels représenteraient suivant une formule déjà proposée « un ajustement isostatique post-paroxysmal.

E. — *Énergie dissipée.* Le flux énergétique, provenant de la chaîne alpine, s'est ainsi traduit, dans les bordures européennes et africaines, par des jeux variés, dont les plis du Jura ne sont qu'une des manifestations.

Dans le Jura, la présence de niveaux plastiques et l'existence de structures préétablies ont permis à l'énergie préalpine de s'exprimer, en partie, sous forme de plis de couverture ; tandis que dans d'autres régions, la même énergie s'est transformée entièrement en plis de fond, ou en volcans. Un volcan, comme le Mont Dore, représente, en effet, une énergie dissipée, mécanique et calorifique, de 10^{30} kgm environ, en appliquant les calculs de M. Noetzlin.

Or, d'après les calculs de M. Goguel, la formation du Jura correspond à environ 55×10^{19} kgm. Donc, l'énergie pour former le Jura serait tout au plus égale à celle correspondant à l'activité des volcans d'Auvergne.

F. — *Phénomènes liminaires.* Le Jura a comme équivalents les Atlas nord africains, le Liban et l'anti-Liban. Dans ces chaînes liminaires comme dans le Jura, l'énergie péri-alpine a réagi sur des structures profondes préétablies. Ce n'est pas sans intention que Schneegans et moi-même avons proposé le nom de « style palmyréen » pour les plissements de couverture d'un style dit autrefois jurassien, car les plis palmyréens représentent aussi une manifestation superficielle liminaire péri-alpine. Ainsi le Liban est, par rapport au Qualamoun, ce que sont les plis du Lomont et du mont Terrible par rapport au faisceau helvétique, ou les plis de l'Atlas saharien et du Sahel tunisien par rapport à l'Atlas littoral. Ces analogies vont jusque dans la chronologie fine des plissements qui s'étagent depuis l'Éocène supérieur jusqu'au Pliocène.

L'énergie alpine a diffusé symétriquement, au N et au S, de part et d'autre de l'axe méditerranéen. Les Alpes, chaîne bilinguaire, se différencient ainsi des chaînes péri-pacifiques, et des autres chaînes péri-contininentales qui sont mono-liminaires, pour des raisons évoquées dans d'autres notes.

M. A. Cailleux présente les observations suivantes. La simultanéité de l'érosion et de l'orogénèse, notée par M. Glangeaud, apparaît non seulement comme plausible, mais même, dans le cas des plis déversés et superficiels, comme nécessaire. Certains plis déjetés l'impliquent aussi, ainsi que j'ai pu m'en rendre compte entre Figui et Beni-Ounif. Les figures des traités les plus classiques (Haug, tome I, fig. 51, 52, etc.),

ne s'observent pas en réalité dans la nature, où les pentes des abrupts rocheux sont généralement comprises entre 40° et 85° et n'excèdent jamais 90° , sauf rares surplombs occasionnels. Dès que, par suite du plissement, la pente des couches superficielles dépasse un certain seuil, compris entre 5 et 40° suivant les climats, la roche, désagrégée par les agents atmosphériques et biologiques, n'est plus stable et s'en va peu à peu en éboulis ou en coulées de solifluxion. Si les débris ne sont pas évacués assez vite, il peut en résulter, par progression ultérieure du pli, une brèche à la fois sédimentaire (d'abord) et tectonique (ensuite), telle qu'a su en découvrir, avec sa perspicacité coutumière, M. Glangeaud.

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE

RAPPORT DE LA COMMISSION DE COMPTABILITÉ

EXAMEN DES COMPTES DE 1949.

BUDGET DE LA SOCIÉTÉ

Les comptes de la Société géologique de France pour l'année 1949 se résument comme suit :

Recettes effectives.....	3.967.745	fr.
Dépenses effectives :		
Frais généraux.....	873.764	fr.
Publications.....	2.786.083	»
Bibliothèque.....	88.873	»
Frais de port.....	326.690	»
Divers.....	22.424	»
	<u>4.097.834</u>	»
Insuffisance des recettes	130.089	»

Votre Trésorerie a pu supporter ce déséquilibre entre les recettes et les dépenses, néanmoins cette situation montre les difficultés auxquelles il a fallu faire face et réclame une vigilance accrue devant l'augmentation des charges assumées par la Société.

Nous devons à nouveau appeler votre attention sur la situation créée à votre Trésorerie par le service de la *Bibliographie des Sciences géologiques*. L'édition de la *Bibliographie* laissait à fin 1948 un déficit cumulé de 621.611 fr. qui obérait d'autant votre Trésorerie.

On aurait pu penser que l'abandon de cette édition allait libérer la Société géologique de France d'une charge qui ne faisait que croître d'année en année. Or, il n'en est rien, et nous avons constaté que le service de la *Bibliographie* assuré maintenant par la voie d'un abonnement au *Bulletin analytique* du C. N. R. S. se traduisait pour 1949 par un déficit de 78.484 fr., dont votre Trésorerie supportera tout le poids en 1950. Ce qui portera dans votre comptabilité le poste *Bibliographie* au chiffre de 701.093 fr.

Ce poste figure à votre actif mais ne représente aucune valeur réelle, vous n'avez au surplus aucune chance d'en récupérer ultérieurement le montant.

Il importe donc dès maintenant d'apurer ce poste et dans la suite d'incorporer à vos dépenses les pertes devant résulter du service d'abonnement au Bulletin du C. N. R. S.

Les prévisions de dépenses de 1949 prévoyaient 100.000 fr. de réparations à affecter à l'immeuble de la rue du Moulinet, cette dépense n'a pas eu lieu mais reste prévue pour 1950.

Nous devons attirer encore votre attention sur les dépenses toujours croissantes des frais d'édition. Contre 2.430.000 fr. prévus pour les publications en 1949, il en a été dépensé 2.786.083, et les prévisions 1950 s'élèvent à 2.690.000 fr.

L'importance de ce chiffre rapproché de celui de votre effectif nous fait croire qu'il sera nécessaire de relever le taux de la cotisation, si vous voulez conserver à vos différentes publications la valeur qui contribue si puissamment au renom de votre Société.

En face de ces dépenses importantes et pourtant indispensables, il faut espérer que le C. N. R. S. vous accordera la subvention qui lui a été demandée. Nous devons lui adresser nos remerciements et l'expression de notre gratitude pour l'aide qu'il nous a accordée jusqu'ici et sans laquelle il serait impossible à la Société de poursuivre son œuvre scientifique.

Pour terminer, il nous est agréable d'adresser à M^{me} HAUMONT, votre dévouée secrétaire gérante, et à M. Roux, trésorier, nos remerciements sincères pour l'aimable prévenance avec laquelle les comptes de la Société nous ont été présentés et expliqués.

Nous vous proposons d'approuver les comptes qui vous sont présentés et de donner *quitus* de sa gestion à votre Trésorier.

Pour la Commission de Comptabilité,

L. BOURLIER.

Opérations 1949.

Recettes

Revenus titres.....	445 fr.
Cotisations.....	974.476 »
Subventions et dons.	1.351.000 »
Abonnements :	
Bulletin.....	256.911 »
Mémoires.....	176.821 »
Ventes :	
Bulletin.....	402.592 »
Mémoires.....	346.920 »
Autres publications.	86.484 »
Remboursements :	
d'auteurs.....	227.061 »
de ports.....	111.535 »
de taxes.....	6.422 »
Caution Bibliothèque.	6.810 »
Retenues A. S.....	17.298 »
Divers.....	3.000 »
	3.967.745 »
Solde débiteur.....	130.089 »
	4.097.834 »

Dépenses

Conversion rentes (solde).....	21.524 fr.
Publications :	
C. R. somm.....	522.846 »
Bulletin.....	1.734.059 »
Mémoires.....	529.178 »
Loyer, chauff., éclair.	107.968 »
Impôts, assurances.	53.731 »
Sécurité sociale.....	135.081 »
Appointements,	
retraite.....	464.940 »
Frais de bureau.....	60.185 »
Mobilier.....	40.305 »
Frais de ports.....	326.690 »
Réparations aména-	
gement, imm. du	
Moulinet.....	3.515 »
Divers :	
Frais de banque.	1.752 »
Remb. caut. bibl.	900 »
Remb. divers.....	6.287 »
Bibliothèque.....	88.873 »
	4.097.834 »

PROJET DE BUDGET 1950

Crédit

Revenus titres.....	8.750 fr.
Cotisations.....	1.050.000 »
Abonnements :	
Bulletin.....	225.000 »
Mémoires.....	200.000 »
Ventes.....	750.000 »
Subventions et dons.	1.500.000 »
Remboursements :	
d'auteurs.....	80.000 »
de ports, taxes et	
A. S.....	150.000 »
	3.963.750 »
Disponibilités 1.4.50.	268.000 »
	4.231.750 »

Débit

Publications :	
C. R. somm.....	400.000 fr.
Bulletin.....	1.500.000 »
Mémoires.....	790.000 »
Appointements,	
retraite.....	560.000 »
Loyer, chauff. écl.....	125.000 »
Impôts, Assurances.	75.000 »
Sécurité sociale.....	150.000 »
Frais de bureau.....	60.000 »
Mobilier.....	50.000 »
Ports.....	310.000 »
Réparations imm. r. du	
Moulinet.....	100.000 »
Bibliothèque.....	100.000 »
	4.220.000 »
Solde créditeur.....	11.750 »
	4.231.750 »

15 juin 1950.

Bull. Soc. Géol. Fr. (5), XIX. — 44

COMPTE BIBLIOGRAPHIE

Opérations 1949.

Recettes		Dépenses	
Souscriptions.....	124.395 fr.	Secrétariat 1949.....	36.000 fr.
Ventes.....	65.811 »	Frais de publications.	143.324 »
Subvention (1948).....	82.000 »	Divers.....	3.366 »
	<u>272.206 »</u>		<u>182.690 »</u>
		Solde créditeur 1949.	89.516 »
			<u>272.206 »</u>

Prévisions 1950.

Recettes		Dépenses	
Souscriptions.....	150.000 fr.	Secrétariat 1950.....	36.000 fr.
Vente.....	75.000 »	C. N. R. S. 1949.....	168.000 »
	<u>225.000 »</u>	C. N. R. S. 1950.....	105.000 »
Solde débiteur.....	104.000 »	Brochage et couv.....	20.000 »
	<u>329.000 »</u>		<u>329.000 »</u>

COMPTE AIDE AUX JEUNES

Recettes		Dépenses	
Dons 1949.....	8.167 fr.	Allocations.....	11.400 fr.
Disponibilités 1. 1. 49.	403.823 »	Conversion rentes :	
	<u>411.990 »</u>	(Compte prix).....	16.000 »
		Contribution frais :	
		Impression.....	25.000 »
			<u>52.400 »</u>
		Solde créditeur.....	59.590 »
			<u>111.990 »</u>

COMPTE PRIX

Crédit		Débit	
Disponibilités 1. 1. 49.	41.504 fr.	Prix et Médailles.....	2.668 fr.
Revenus.....	13.135 »	Fondations.....	10.000 »
	<u>24.639 »</u>	Frais généraux.....	2.333 »
		Conversion rentes :	
		(Solde).....	6.287 »
			<u>21.288 »</u>
		Solde créditeur.....	3.351 »
			<u>24.639 »</u>

TABLE

DES NOTES ET DES MÉMOIRES CONTENUS

DANS LE VOLUME XIX DU BULLETIN (1949)

	Pages
R. Perrin et M. Roubault. — Applications d'études récentes sur les diffusions d'ions et la constitution des minéraux à l'interprétation de faits géologiques.....	3
A. Guilcher. — Observations sur les croissants de plage (Beach cusps) (2 pl., 5 fig.).....	15
Robert P. Charles. — Essai d'étude phylogénique des Gryphées liasiques (1 fig.).....	31
P. L. Maubeuge. — Données paléontologiques nouvelles sur la Dolomie dite « dolomie de Beaumont » du Keuper moyen de Lorraine (1 pl., 2 fig.).....	43
S. Gillet. — Les Invertébrés marins de l'Oligocène de Basse-Alsace (2 pl., 18 fig.).....	51
P. Lubet. — Les faciès du Chattien et de l'Aquitaniien dans la basse vallée du Ciron (Gironde) (1 fig.).....	75
A. Perrodon. — Remarques tectoniques sur les environs de Morteau (Doubs) (1 fig.).....	85
P. Lapadu-Hargues. — Contributions aux problèmes de l'apport dans le métamorphisme (5 tabl., 3 fig.).....	89
H. et G. Termier. — Mode de gisement des basaltes « permo-triasiques » au Maroc.....	111
F. M. Bergounioux et F. Crouzel. — Les faciès des sables fauves (Vindobonien sup.) dans le Bassin d'Aquitaine (1 tabl., 2 fig.).....	135
N. Théobald. — Contribution à l'étude de la Basse Terrasse rhénane.....	155
P. Hirtz. — L'anticlinal du Gros Foug au N de Serrières-en-Chautagne (Savoie) 2 fig.).....	161
J. Louis. — Tectonique des terrains de couverture du bassin houiller du Gard dans la vallée de l'Auzonnet (2 fig.).....	167
J. Letourneur. — Sur la position tectonique d'un affleurement permien bordant le bassin houiller de Champagnac (Cantal) (1 fig.).....	175
E. Raguin. — Sur l'évolution du granite de Quérigut (Ariège) (2 fig.).....	181
R. Baudoin. — Observations sur les dépôts alvéolaires de sables marins dans la région de Ronce-les-Bains (Charentes-Maritimes) (2 fig.).....	189
C. Arambourg. — Les gisements de Vertébrés villafranchiens de l'Afrique du Nord (2 fig.).....	195
G. Dubourdiou et J. Sigal. — Notes stratigraphiques et paléontologiques sur la région du Dj. Ouenza (Algérie) (Aptien, Albien, Cénomanien) (1 pl., 2 tabl., 2 fig.).....	205
G. Denizot. — Coordination du Quaternaire de France (1 tabl., 4 fig.).....	223
J. Sornay et F. Tessier. — Ammonites nouvelles du Maestrichtien du Sénégal (1 pl., 1 fig.).....	245
M. Lelubre. — Géologie du Fezzan oriental (1 pl., 1 fig.).....	251
M. Collignon. — Tessieria, nouveau genre d'Echinides du Maestrichtien du Sénégal (Tessieria senegalensis, sp. nov.) (1 pl., 1 fig.).....	263
V. Pérébasquine. — Contribution à la connaissance de l'âge du Flysch des Petites Pyrénées (1 pl.).....	269

M. Durand Delga. — Notes sur la structure géologique des environs de Texenna (Petite Kabylie, Algérie) (3 fig.).....	271
G. Dechaseaux et M. Casalis. — Sur l'existence chez <i>Hippurites radiosus</i> DES MOULINS d'une cavité homologue des canaux palléaux des Caprinidés (1 pl.).....	279
J. Fradin. — Recherches sur les Périspinctidés par les méthodes graphiques et statistiques (3 fig.).....	283
A. Demay. — Analyse stratigraphique et structurale du Cristallophyllien.	297
R. Marlière. — Maurice LERICHE (1875-1948) (1 portrait).....	313
J. Jung. — Jacques DE LAPPARENT (1883-1948) (1 portrait).....	343
J. Orcel. — Alfred LACROIX (1863-1948) (1 portrait).....	355
Th. Monod. — Observations nouvelles sur l'Adrar mauritanien (1 fig.)...	409
E. Raguin. — Métallogénie hydrothermale et failles vivantes.....	415
P. Bout. — Sur un dépôt de pente villafranchien cryoturbé à Vazelles (Haute-Loire) (1 pl., 4 fig.).....	427
R. Feys et Ch. Greber. — Sur l'association dans le terrain houiller du Briançonnais (Hautes-Alpes) des roches éruptives d'intrusion et des niveaux charbonneux. (2 pl.).....	435
J. Avias. — Note préliminaire sur quelques observations et interprétations nouvelles concernant les péridotites et serpentines de Nouvelle-Calédonie (secteur central) (3 fig.).....	439
J. Bourcart. — Nouvelles observations sur le Quaternaire du littoral marocain entre Casablanca et Safi (10 fig.).....	453
B. Brajnikov. — Observations géologiques dans l'Ouest de l'état de Minas Geraes (Brésil) (2 fig.; 1 tabl.).....	467
E. Bruet. — Les enclaves des laves des volcans de Quito (République de l'Équateur) (2 pl.).....	477
R. Pognet. — Stratigraphie et identification des formations continentales du Moyen-Niger et du Haut-Dahomey (3 fig.).....	493
A. Wrigley. — Les opercules de Serpulidés de l'Éocène du Bassin de Paris (5 fig.).....	499
A. Chavan. — Remarques sur la signification climatique des Mollusques marins fossiles.....	507
D. Le Maître. — Sur quelques genres de Stromatopores dévoniens et leur microstructure (3 pl., 8 fig.).....	513
S. Caillère et F. Kraut. — Sur la présence de la magnétite dans le minerai oolithique de Nucice (Tchécoslovaquie) (1 pl., 2 fig.).....	527
C. Maillard. — Observations sur les galets d'argile de la molasse dans la région lyonnaise (1 fig.).....	533
L. David. — Quelques Bryozoaires nouveaux du Miocène du Gard et de l'Hérault (1 pl.).....	539
P. Gidon. — Sur les relations de la zone du Flysch des Aiguilles d'Arves et du massif du Pelvoux (2 fig.).....	545
M. Auzel et A. Cailleux. — Silicifications nord-sahariennes (2 pl.).....	553
P. Hupé. — Sur une structure (appendice probable) observée chez <i>Asaphus cornutus</i> (Trilobite asaphidé) (7 fig.).....	561
P. Fourmarier. — L'éirement des roches et la schistosité (1 fig.).....	569
E. Lahn. — Contribution à l'étude tectonique de l'Anatolie centrale (Asie Mineure centrale) (1 fig.).....	577
G. Lecointre. — Sur le Quaternaire des environs de Casablanca (1 fig.)...	585
P. Hupé. — Sur l'appareil vasculaire céphalique des Trilobites (2 fig.).....	593
E. Boureau. — Étude anatomique et paléogéographique de deux tiges de Palmiers fossiles (<i>Palmoxydon ligerinum</i> CURT) récoltés aux environs de Savigné-sur-Latron (Indre-et-Loire) (1 tabl., 2 fig.).....	601
B. Choubert. — Sur les roches à grunérite et cummingtonite du Gabon central (A. E. F.) (1 pl.).....	611
L. U. de Sitter. — Le style structural nord-pyrénéen dans les Alpes bergamasques (2 fig.).....	617
E. Buge. — Les Bryozoaires de l'Oligocène de Basse-Alsace (1 fig.).....	623

L. Feugueur. — Sur la géologie du massif de Plate (Haute-Savoie) (2 fig.).	629
R. Perrin et M. Roubault. — De critères permettant de déterminer le mode de formation des filons à bords parallèles : injection ou remplacement (1 pl., 9 fig.).....	641
Dj. Guimarães. — Chronologie géologique fondée sur la désintégration atomique des minéraux radioactifs (1 fig.).....	657
L. Glangeaud. — Les caractères structuraux du Jura (1 tabl., 2 fig.).....	669
Rapport de la Commission de comptabilité.....	689
Table des matières.....	697

DATES DE PUBLICATION

des fascicules qui composent ce volume.

Fascicules 1-3 (Feuilles 1-17, pl. I-IX)	décembre 1949.
— 4-6 (— 18-31, pl. X-XV)	mars 1950.
— 7-9 (— 32-44, pl. XVI-XXIV)	juin 1950.

TABLE ALPHABÉTIQUE

DES MATIÈRES ET DES AUTEURS

du Bulletin et du Compte Rendu sommaire
des Séances de la Société Géologique de France
5^e série, tome XIX, année 1949

Les renvois aux pages du Bulletin sont en chiffres gras, les chiffres ordinaires
maigres se rapportent aux pages du Compte Rendu sommaire.

A

ABRARD (R.). Causes géologiques des émanations de gaz délétères de Chatou (Seine-et-Oise), 100. — Obs. à la comm. de M. C. ARAMBOURG, 123. — Le tuf quaternaire de Maule (S.-et-O.), 149. — A propos d'une note de M. V. STCHÉPINSKI, sur les failles du N de la Haute-Marne, 266. — Prés. d'ouvr., 153.

ABRARD (R.), R. FURON, P. MARIE et R. SOYER. Prés. d'ouvr., 153.

Afrique. E. BOUREAU et TH. MONOD, 294. — R. FURON, 312. — A. CHAVAN, 381.

Afrique du Nord. C. ARAMBOURG, 100, 195. — L. VISSE, 253. — Voir aussi : *Algérie, Égypte, Maroc et Tunisie.*

Afrique équatoriale française. J. DE BEAUREGARD, A. BOUCHARDEAU et E. ROCH, 310. — B. CHUBERT, 380, 611.

Afrique occidentale française. J. SORNAY et F. TESSIER, 111, 245. — M. COLLIGNON, 112, 263. — A. BLANCHOT et L. BONIN, 150. — R. POUGET, 212, 493. — TH. MONOD, 222, 409. — F. TESSIER, 227. — L. VISSE, 251. — J. KIKOÏNE et H. RADIER, 339.

ALBANESI (C.). Voir CAROZZI (A.), 114.

Algérie. G. DUBOURDIEU, 26. — G. DUBOURDIEU, et J. SIGAL, 42, 205. — A. CORNET, 78. — DURAND-DELGA, 100, 271. — C. ARAMBOURG, 120, 290. — J. SIGAL, 150. — G. CHARLES, 231. — J.

THIÉBAUT, 258, 378. — J. FLANDRIN et A. CLAIR, 308.

ALIMEN (H.). Obs. à la comm. de M. C. ARAMBOURG, 122. — A propos de la signification d'*Helix ramondi* dans le bassin de Paris, 132. — Obs. à la comm. de M. P. BELLAIR, 162. — Obs. à la comm. de M. J. AVIAS, 280. — Prés. d'ouvr., 344.

ALIMEN (H.) et M. MERCIER. Prés. d'ouvr., 153.

Allocutions. P. PRUVOST, 5, 180. — G. LECOINTRE, 7. — P. FALLOT, 85.

ALLOITEAU (J.) et R.-P. CHARLES. Prés. d'ouvr., 317.

Alpes. P. GIDON, 19, 210, 233, 310, 552. — J. FABRE et J. RICOUR, 24. — R. FREYS et C. GREBER, 32, 234, 435. — G. DEICHA, 88, 137, 247. — A. FAURE-MURET, 118. — P. HIRTZ, 54, 161. — F. ELLENBERGER, 249, 347. — A. LEFAVRAIS, P. MARIE et J. RICOUR, 257. — P. DONZE et L. MARCHAND, 261. — J. DEBELMAS, 294. — L. U. DE SITTER, 331, 617. — E. ROCH, 331. — L. FEUGUEUR, 372, 629.

Alsace et fossé rhénan. S. GILLET, 55, 54. — N. THÉOBALD, 91, 155; 262, 353. — J. TRICART, 224. — G. DUBOIS, 260. — J. M. THÉRY, 261. — G. DUBOIS et J. SAUVAGE, 376. — E. BUGE, 381, 623.

Amérique. J. PFENDER † et D. SCHNEEGANS, 91. — R. LOSS, 140. — B. BRAJNIKOV, 272, 467. — E. BRUET, 477. —

- D. GUIMARÃES, 372, 657. — L. VISSE, 374.
- ANCION (C.). Prés. d'ouvr., 345.
- ANCION (C.) et W. VAN LECKWIJK. Prés. d'ouvr., 345.
- ANDRADE (C. F.) et J. BRAK-LAMY. Prés. d'ouvr., 318.
- ANDREW (G.). Prés. d'ouvr., 317.
- Aquitaine. M. VIGNEAUX, 17, 286, 329, 353, 373. — P. LUBET, 49, 75. — J. CUVILLIER, J. DUPOUY-CAMET et V. SZAKALL, 60, 95. — F. M. BERGOUNIOUX et F. CROUZEL, 78, 135. — R. BAUDOUIN, 93, 189. — C. MARQUIS et V. SZAKALL, 97. — M. LAMOTTE et P. MICHEL, 251. — M. VIGNEAUX et A. MAGNE, 295. — H. SCHOELLER, 331, 357, 370. — A. CAILLEUX, 349.
- ARAMBOURG (C.). Les gisements de Vertébrés villafranchiens de l'Afrique du Nord, 100, 195. — Présentation d'objets énigmatiques provenant du Villafranchien d'Algérie, 120. — *Numidocapra crassicornis* nov. gen. nov. sp., un Ovicapriné nouveau du Villafranchien constantinois, 290.
- ARNOULD (M.). Mouvements épirogéniques récents en Tunisie, 201.
- Asie Mineure. E. LAHN, 331, 577.
- ASTRE (G.). L'affleurement carbonifère de Rougié (Lot), 22. — Fossiles du Garumnien d'Auzas remaniés dans le calcaire danien d'Arnaud-Guilhem, 52. — Ossements pléistocènes dans les fentes des calcaires stampiens de Montmurat (Cantal), 145. — Pliocène marin sous les limons de Salses, 305.
- ATTIA (M. I.). Prés. d'ouvr., 239.
- AUBERT (D.). Nouvelles observations sur le conglomérat de Montfaucon (Doubs), 148.
- AUBERT (G.) et J. DUPUIS. Sur l'interprétation de certaines couches du Stampien supérieur de l'extrémité orientale du Hurepoix, 314.
- AUBERT (M.). Voir DANGEARD (L.), 38.
- AUZEL (M.) et A. CAILLEUX. Silicifications nord-sahariennes, 370, 553.
- AVIAS (J.). Note préliminaire sur quelques observations nouvelles concernant les péridotites et les serpentines de Nouvelle-Calédonie (région centrale); application à la discussion du problème de la genèse des serpentines et des péridotites, 222, 439. — Note préliminaire sur quelques phénomènes actuels ou subactuels de pétrogénèse et autres dans les marais côtiers de Moindou et de Canala (Nouvelle-Calédonie), 222, 277.
- AVNIMELECH (M.). Une grande discontinuité dans le Crétacé au S de la Palestine, 142. — Un niveau conglomératique dans le Turonien de la Palestine, 204. — Sur les discontinuités dans le Crétacé supérieur de la Shephélà en Palestine centrale, 285.
- AZNAREZ (M.). Prés. d'ouvr., 56.
- AZZAROLI (A.). Prés. d'ouvr., 346.

B

- BALLAND (H.). Prés. d'ouvr., 218.
- BARBIER (R.). La structure en pli couché du soubassement de l'aiguille de Quaix, près de Grenoble, 51.
- BARTENSTEIN (H.). *Neoflabellina*, nomen novum pour *Flabellina* D'ORBIGNY, 1839 (Foraminifères), 164. — Prés. d'ouvr., 83, 114, 240, 317.
- BASSE (E.). Observations sur les phénomènes quaternaires dans la région de Verdun, 281.
- BASSE (E.) et M. PERRODON. Les Macrocephalitidés du SW de Madagascar, 365.
- Bassin de Paris. P. JODOT, 65, 134. — R. ABRARD, 100. — A. CHAVAN, 104, 243. — L. FEUGUEUR, 108. — H. ALI-MEN, 132, 149. — G. AUBERT et J. DUPUIS, 314.
- BATALLER (J. R.). Voir CRUSAFONT PAIRÓ (M.), 177.
- BAUDET (J.). Gravier à stratification inclinée dans les formations quaternaires, 243. — Prés. d'ouvr., 57.
- BAUDOUIN (R.). Observations sur les dépôts alvéolaires des sables marins dans la région de Ronce-les-Bains (Char.-Marit.), 93, 189.
- BAULIG (H.). Prés. d'ouvr., 365.
- BEAUREGARD (J. DE), A. BOUCHARDEAU et E. ROCH. La formation de Mangbei (Nord-Cameroun), 310.
- BELLAI (P.). Le Quaternaire de Tejerhi (Fezzân), 160.
- BELLIERE (J.). Prés. d'ouvr., 274.
- BERGOUNIOUX (F. M.) et F. CROUZEL. Les faciès des sables fauves dans le Bassin d'Aquitaine, 78, 135.
- BERSIER (A.). Prés. d'ouvr., 40.
- BERTHOIS (L.). De la rapidité de l'action marine sur des blocs anguleux d'embranchement, 62.
- BÉSAIRIE (H.). Prés. d'ouvr., 114, 239.
- BIGOT (A.). Sur l'âge de la couche à *Leptaena* en Normandie, 132.

- BIROT (P.). Plis de couverture et formes structurales fossiles, 353.
- BLANCHOT (A.) et L. BODIN. Sur l'existence de granite à hypersthène en Mauritanie occidentale, 150.
- BODIN (L.). Voir BLANCHOT (A.), 150.
- BOISSE DE BLACK DU CHOUCHET (Y.). Origine du lac des Bondes (Cantal) et géologie de ses bords, 305.
- BONDI (F.) et L. SANDRUCCI. Prés. d'ouvr., 319.
- BONTE (A.). La structure de la zone du vignoble aux environs de Lons-le-Saunier. Ses conséquences au point de vue de la tectonique du Jura, 44.
- BONTE (A.) et J. RICOUR. Prés. d'ouvr., 344.
- BORDET (P.). Découverte d'une dent de *Dipterus* dans le calcaire de Fergues (Boulonnais, Frasnien), 129. — Prés. d'ouvr., 136.
- BORGES (A.) et A. DE FIGUEIREDO NUNES. Prés. d'ouvr., 275.
- BOUCHARDEAU (A.). Voir BEAUREGARD (J. DE), 310.
- BOUILLET (G.). Deux phases de cryoturbation dans le Quaternaire de Bourges (Cher), 322.
- BOUILLET (G.) et A. CAILLEUX. L'indice d'émoussé des galets de quartz, 34. — L'indice d'émoussé des galets de gneiss, 223. — L'indice d'émoussé des galets de roches volcaniques compactes, 255.
- BOURCART (J.). Peut-on étudier directement la géologie du Plateau continental?, 12. — Obs. à la comm. de M. BERTHOIS, 64. — Nouvelles observations sur le Quaternaire du littoral marocain entre Casablanca et Safi, 245, 453. — Obs. à la comm. de M. CAILLEUX, 350.
- BOURDIER (F.). Prés. d'ouvr., 57, 318, 384. — Existence de plusieurs glaciations anté-würmiennes dans les Dombes, 283.
- BOUREAU (E.). Étude anatomique et paléogéographique de deux tiges de Palmiers fossiles (*Palmoxylon ligerinum* CRIÉ) récoltés aux environs de Savigné-sur-Lathan, 376, 601.
- BOUREAU (E.) et Th. MONOD. Sur l'âge des couches à *Ficoxylon cretaceum* SCHENK en Afrique, 294.
- BOURGOIN (A.). Voir DUBERTRET (L.), 37.
- BOUT (P.). Les dépôts de pente anciens du Velay, 15. — Sur un dépôt de pente villafranchien cryoturbé à Vazeilles (Haute-Loire), 137, 427.
- BOYÉ (M.). Voir MALAURIE (J. N.), 316. — Prés. d'ouvr., 383.
- BRAJNIKOV (B.). Observations géologiques dans l'W de l'État de Minas Gerais (Brésil), 272, 467. — Voir GUIMARÃES (D.), 114.
- BRAK-LAMY (J.). Prés. d'ouvr., 318. — Voir ANDRADE (C. F.), 318.
- BROUWER (H. A.). Prés. d'ouvr., 342.
- BREÛT (E.). Les enclaves des laves des volcans de Quito (Équateur), 477.
- BUGE (E.). Les Bryozoaires de l'Oligocène de Basse-Alsace, 381, 623.
- BRUNN (J. H.). Prés. d'ouvr., 273.
- BURKHARDT (C. E.). Prés. d'ouvr., 39.
- BURRI (C.) et NIGGLI. Prés. d'ouvr., 317.

C

- CAILLÈRE (S.) et F. KRAUT. Sur la présence de la magnétite dans le minerai oolithique de Nucice (Tchécoslovaquie), 303, 527.
- CAILLEUX (A.). Voir BOUILLET (G.), 34, 223, 255. — Obs. à la comm. de M^{lle} A. FAURE-MURET, 120. — Obs. à la comm. de M. ARAMBOURG, 122. — Présentation d'un film sur l'action géologique du gel au Groënland, 123. — Obs. à la comm. de M. J. TRICART, 226. — Le ruissellement en climat tempéré, périglaciaire et subdésertique, 280. — Observations à une communication de M. P. HUPÉ, 326. — Sur le Pliocène de la Tardoire (Charente), 349. — Obs. à la comm. de M. J. TRICART, 353. — Voir AUZEL (M.), 370, 553. — Prés. d'ouvr., 382.
- Cambrien. L. DANGEARD, 167. — Th. MONOD, 222, 409.
- Carbonifère. G. ASTRE, 22. — R. FEYS et C. GREBER, 32, 234, 435. — P. CORSIN et C. MONOMAKHOFF, 42. — M. DURAND-DELGA, 198. — E. SAURIN, 285, 326.
- CAROZZI (A.). Prés. d'ouvr., 114, 274, 342.
- CAROZZI (A.) et C. ALBANESI. Prés. d'ouvr., 114.
- CASALIS (M.). Voir DECHASEAUX (C.), 135, 279.
- CASASOPRA (S. F.). Prés. d'ouvr., 177.
- CASTANY (G.). Présence d'un nouveau gisement de terrains jurassiques en Tunisie centrale, 212. — Prés. d'ouvr., 274. — L'Oligocène marin de la Tunisie orientale, 359.
- CASTÉRAS (M.). Extension du Cénomarien sur la rive droite du Lez, en face d'Engomer (Ariège), 362.

- CAVAILLÉ (A.). Voir GÈZE (B.), 383.
 CECIONI (G.). Prés. d'ouvr., 99.
 CHARLES (G.). Sur la découverte de roches éruptives helvétiques dans le bassin miocène d'Hammam-Righa (Algérie), 231.
 CHARLES (R.-P.). Essai d'étude phylogénique des Gryphées liasiques, 18, 31. — Le Trias de Provence et la nouvelle nomenclature stratigraphique du Trias germanique, 67. — Réponse aux observations de MM. GOGUEL, RICOUR, GUILLAUME, 71. — Prés. d'ouvr., 317. — Voir ALLOITEAU (J.), 317.
 CHAVAN (A.). Sur quelques espèces du calcaire de Vigny, 104. — Nouvelle contribution à l'étude des Mollusques de Vigny, 243. — Remarques sur la signification climatique des Mollusques marins fossiles, 283, 507. — Prés. d'ouvr., 343. — Sur l'interprétation du Paléocène africain, 381.
 CHEYLAN (G.). Voir CORROY (G.), 172.
 CHIESA (C.). Prés. d'ouvr., 345.
 CHOUBERT (B.). Sur les roches à grumérîte et cummingtonite du Gabon central (A. E. F.), 380, 611.
 CHOUBERT (G.). Au sujet du remblaiement pontien dans le Haut-Atlas moyen, 355.
 CHOUBERT (G.) et J. MARÇAIS. Prés. d'ouvr., 318.
 CHOUTEAU (R.). Prés. d'ouvr., 37.
 CITA (M. B.). Prés. d'ouvr., 345.
 CIZANCOURT (H. DE) Voir DUBERTRET (L.), 37.
 CIZANCOURT (M. DE) et L. DON FRIZZELL. Prés. d'ouvr., 344.
 CLAIR (A.). Voir FLANDRIN (J.), 308.
 COLLIGNON (M.). *Tessieria*, nouveau genre d'Echinide du Maestrichtien du Sénégal, 112, 263.
 CORNET (A.). Les niveaux lacustres du Tertiaire continental au S du Chott ech Chergui (Algérie), 78. — Prés. d'ouvr., 114, 384.
 CORROY (G.). Voir FABRE-TAXY (S.), 178. — Les faciès de l'Eocène au S de Sainte Victoire près d'Aix-en-Provence (B.-du-Rh.), 337.
 CORROY (G.) et G. CHEYLAN. Le pli de l'Olympe au S-E du bassin d'Aix, 172.
 CORROY (G.) et D. MERCIER. Le chaînon du Regaignas, au S du bassin d'Aix, 298.
 CORSE, J. RICOUR, 171. — G. DENIZOT, 380.
 CORSIN (P.) et C. MONOMARHOFF. Le sondage de Marcy. Bassin houiller de Decize (Nièvre), 42.
 COTECCHIA (V.). Prés. d'ouvr., 39.
 COTELO NEIVA (J. M.). Prés. d'ouvr., 319.
 COUDRET (P.) et G. MATHIEU. Sur une nouvelle coupe dans le Lias inférieur et moyen des environs de Nancy, 129.
 Couloir rhodanien. F. BOURDIEN, 283. — C. MAILLARD, 283, 533. — G. MENNESSIER, 215.
 COURRIER (R.). Prés. d'ouvr., 274.
 Crétacé. A. TEN DAM, 20. — G. DUBOURDIEU, 26. — G. DUBOURDIEU et J. SIGAL, 42, 205. — G. ASTRE, 52. — M^{lle} RECEVEUR, J. SIGAL et P. HUPÉ, 74. — A. VATAN, 102. — P. HIRTZ, 106. — M. COLLIGNON, 112, 263. — M. AVNIMELECH, 142, 204, 285. — J. SIGAL, 150, 264. — G. MENNESSIER, 215. — P. GIDON, 233. — P. MARIE, 241. — J. DEBELMAS, 294. — J. FLANDRIN et A. CLAIR, 308. — V. STCHÉPINSKY, 339. — M. CASTÉRAS, 362. — M^{me} RECH-FROLLO, 29. — V. PÉRÉBASKINE, 162, 269.
 CROUZEL (F.). Voir BERGOUNIOUX (F. M.), 78, 135. — Révision paléontologique du gisement de Hachan dans le Magnoac (Hautes-Pyrénées), 80.
 CRUSAFONT PAIRÓ (M.). Prés. d'ouvr., 57, 177.
 CRUSAFONT PAIRÓ (M.) et J. F. DE VILALTA. Prés. d'ouvr., 57.
 CRUSAFONT PAIRÓ (M.), J. F. DE VILALTA et A. CLAIR, 308. — V. STCHÉPINSKY, 339. — M. CASTÉRAS, 362. — M^{me} RECH-FROLLO, 29. — V. PÉRÉBASKINE, 162, 269.
 CUVILLIER (J.). Présence du Paléocène en Haute-Égypte, 268.
 CUVILLIER (J.), J. DUPOUY-CAMET et V. SZAKALL. L'Yprésien marin autour du bombardement crétacé de Roquefort-Landes, 60. — Le Miocène marin de Saubrigues et de Saint-Jean-de-Marsacq (Landes). Observations à la note de A. MAGNE et M. VIGNEAUX, 95.
 CUVILLIER (J.) et V. SZAKALL. Prés. d'ouvr., 272.

D

- DA-COSTA FONSECA (N.) et D. THADEU. Prés. d'ouvr., 114.
 DAGUIN (F.). Nécrologie, 185.
 DALLONI (M.). Prés. d'ouvr., 153. — Sur la recherche de gisements potassiques dans le Trias salifère, 360.
 DANGEARD (L.). Contribution à l'étude

- du Cambrien au S de Caen. 167. — Prés. d'ouvr., 37.
- DANGEARD (L.) et M. AUBERT. Prés. d'ouvr., 38.
- DANGEARD (L.) et M. J. GRAINDOR. Sur quelques caractères des assises précambriennes au S de Caen, 14.
- DANGEARD (L.) et G. LECOINTRE. Prés. d'ouvr., 38.
- DAVID (L.). Quelques Bryozoaires nouveaux du Miocène du Gard et de l'Hérault, 305, 539.
- DEBELMAS (J.). Sur la présence de fossiles pyriteux dans le Berriasien du massif de la Grande-Chartreuse, près de Grenoble, 294.
- DECARY (R.). Les galeries basaltiques de l'île de la Réunion et de Madagascar, 166.
- DECHASEAUX (C.) et M. CASALIS. Sur l'existence chez *Hippurites radiosus* des MOULINS, d'une cavité homologue des canaux paléaux des Caprinidés, 135, 279.
- DEFLANDRE-RIGAUD (M.). Les sclérides rotiformes des *Holothurides* fossiles, 135.
- DEICHA (G.). Sur les modalités du métamorphisme alpin au cœur du massif du Mont-Blanc, 88. — Pyramides morainiques au confluent des glaciers de Leschaux et du Tacul, 137. — Séricitisation dans le sédimentaire du synclinal complexe de Chamoni, 247.
- DELEAU (P.). Prés. d'ouvr., 382.
- DELMONT (H.). Prés. d'ouvr., 344.
- DELPEY (G.). Voir J. HOUDARD, 318.
- DEMAI (A.). Prés. d'ouvr., 98. — Analyse stratigraphique et structurale du cristallophylien, 198, 297.
- DENAYER (M.-E.). Prés. d'ouvr., 218.
- DENIZOT (G.). Coordination du Quaternaire de France, 106, 223. — Position du granite du Tenda, dans la Corse septentrionale, 380.
- Dépôts et morphologie glaciaires. A. FAURE-MURET, 118. — M. LEMOINE, 119. — P. FALLOT, 120. — A. CAILLEUX, 120, 123, 226. — G. DEICHA, 137. — P. BOUT, 137, 427. — J. DRESCH, 169. — J. TRICART, 224, 351. — E. BASSE, 281. — G. BOUILLET, 322. — A. JOURNAUX, 372.
- DESIO (A.). Prés. d'ouvr., 344, 345.
- DESTOMBES (J.-P.). Stratigraphie de l'Ordovicien des Hautes-Pyrénées, 138. — Prés. d'ouvr., 344.
- DEVANTOY (J.). Prés. d'ouvr., 345.
- Dévonien. J. PILLET, 27. — P. BORDET 129. — Th. MONOD, 222, 409. — G. MATHIEU, 324.
- DÉZAVELLE (R.). Voir ELLENBERGER (F.), 56.
- DONZE (P.) et L. MARCHAND. Sur la structure du Mont-Clergeon (Savoie), 261.
- DO CARMO GUARESMA VIANNA (A.). Nécrologie, 277.
- DOS SANTOS PEREIRA (J.). Prés. d'ouvr., 240, 319.
- DRESCH (J.). Sur des formations de remblaiement continental et la présence de formes glaciaires dans le Haut-Atlas calcaire (Maroc), 169.
- DREYFUSS (M.). Surfaces d'aplanissement et déformations aux environs de Mamirole (Doubs), 236. — Voir GLANGEAUD (L.), 382.
- DREYFUSS (M.) et M. GOTTIS. Changements de faciès dans le Jurassique supérieur de la région du Pic-Saint-Loup et de Viols-le-Fort (Hérault), 20.
- DROPSY (U.). Nécrologie, 187.
- DUBERTRET (L.), H. VAUTRIN et R. CHOUTEAU. Prés. d'ouvr., 37.
- DUBERTRET (L.), J. WETZEL, J. HALLER, A. BOURGOIN, H. DE CIZANCOURT, W. B. FISH et R. GOMBAULT. Prés. d'ouvr., 37.
- DUBOIS (G.). Sur l'Annivillien et le complexe compréhensif discontinu permo-triasique, 260. — Prés. d'ouvr., 274.
- DUBOIS (G.) et J. SAUVAGE. La basse terrasse d'Erstein à Ebersheim (Alsace), 376.
- DUBOUL-RAZAVET (C.). Prés. d'ouvr., 218.
- DUBOURDIEU (G.). Présence de *Knemiceras compressum* HYATT dans l'Aptien sup. de l'Ouenza (Algérie), 26.
- DUBOURDIEU (G.) et J. SIGAL. Notes sur la stratigraphie et la paléontologie du Crétacé de l'Ouenza (Algérie) (Aptien, Albien, Cénomanién), 42, 205.
- DUNHAM (K. C.). Prés. d'ouvr., 177.
- DUPLAIX (S.) et C. LALOU. Étude minéralogique et granulométrique des sables de plage du littoral méditerranéen, 64.
- DUFOUY-CAMET (J.). Voir CUVILLIER (J.), 60, 95.
- DUPUIS (J.). Voir AUBERT (G.), 314.
- DURAND (J.). Formation de la croûte gypseuse du Souf (Sahara), 303.

- DURAND-DELGA (M.). Prés. d'ouvr., 99.
 — Notes sur la structure géologique des environs de Texenna (Petite Kabylie, Algérie), 100, 271. — Le bassin de Taulepette, nouveau lambeau stéphanien dans le massif de Moutthoumet (Aube), 198. — Voir GÈZE (B.), 383.
 DU TOIT (A.). Nécrologie, 181.

E

- EFREMOV (N.). Prés. d'ouvr., 83.
 Égypte, I. A. FARAG, 30. — J. CUVILLIER, 268.
 ELLENBERGER (F.). Niveaux paléontologiques dans le Trias de la Vanoise (Savoie), 347.
 ELLENBERGER (F.), R. DÉZAVELLE, M. FISCHER, A. GUILLEUX, V. HOST, A. MOYSE, P. PÉRAULT et F. WEGMANN. Prés. d'ouvr., 56.
 ELLIOTT (G. F.). Prés. d'ouvr., 40, 57, 384.
 EMELIANOFF (G.). Nécrologie, 186.
 EMMONS (W. H.). Nécrologie, 58.
 ENNOUCHI (E.). Le gisement de Vertèbrés pléistocènes d'Aïn Rohr, 111. — Une deuxième faune pléistocène à Aïn Rohr (Maroc), 237. — Découverte de deux cornes de *Bos primigenius*, 335.
 Éocène, J. CUVILLIER, J. DUPOUY-CAMET et V. SZAKALL, 60. — J. PFENDER † et D. SCHNEEGANS, 91. — L. FEUGÈRE, 108. — M. LELUBRE, 111, 251. — P. MARIE, 241. — F. TESSIER, 227. — J. CUVILLIER, 268. — R. FURON, 312. — H. SCHOELLER, 370. — G. CORROY, 357. — A. CHAVAN, 381.
 Espagne, J.-M. FONTBOTÉ, 76. — B. MELÉNDEZ, 364.
 ESTÈVE TORRES (A.). Voir TORRON VILLEGAS (L.), 57. — Prés. d'ouvr., 57.

F

- FABRE (J.) et J. RICOUR. Remarques sur la stratigraphie du Trias de la Vanoise (Savoie), 24.
 FABRE-TAXY (S.), G. CORROY et C. GOUVERNET. Prés. d'ouvr., 178.
 FAIRBRIDGE (R. W.). Prés. d'ouvr., 39.
 FAIRBRIDGE (R. W.) et C. TEICHERT. Prés. d'ouvr., 39.
 FALLOT (P.). Au sujet de l'Association Paul-Fallot, 85. — Obs. à la comm. de M^{lle} A. FAURE-MURET, 120. — Prés. d'ouvr., 176.

FALLOT (P.) et A. FAURE-MURET. Prés. d'ouvr., 176.

FARAG (I. A.). Un nouveau gisement de Jurassique au Gebel El Barqa (Massif de Moghara, Sinaï du Nord, Égypte), 30.

FARIS (M. I.). Prés. d'ouvr., 384.

FAURE-MURET (A.). Les « rock streams » ou « pseudo-moraines » du massif de l'Argentera-Mercantour, 118.

FERMOR (L. L.). Prés. d'ouvr., 40.

FEUGÈRE (L.). Nouvelle interprétation de la coupe géologique du forage de la Villetertre (Oise); absence en ce point du Thanétien et du calcaire de Mortemer, 108. — Prés. d'ouvr., 44, 342. — Sur la géologie du massif de Platé (Haute-Savoie), 372, 629.

FEYS (R.) et Ch. GREBER. Les rapports du Permien et du Houiller au S de Briançon (Hautes-Alpes), 32. — Sur l'association dans le terrain houiller du Briançonnais des roches éruptives d'intrusion et des niveaux carbonneux, 234, 435.

FIGUEIREDO NUNES (A. DE). Voir BORGES (A.), 275.

FISCHER (M.). Voir ELLENBERGER (F.), 56.

FISCH (W. B.). Voir DUBERTRET (L.), 37.

FLANDRIN (J.). Attribution du *Priz Fontannes*, 193.

FLANDRIN (J.) et A. CLAIR. Faciès et extension du Bajo-Bathonien dans la partie méridionale et orientale du « causse » de Saïda (Oranie), 308.

FONTBOTÉ (J. M.). Observations au sujet du métamorphisme dans le haut-bassin du Ter (Pyrénées Catalanes), 76.

FOURMARIER (P.). L'étiement des roches et la schistosité, 371, 569.

FRADIN (J.). Recherches sur les Périssphinctidés par les méthodes graphiques et statistiques, 137, 283.

FRIZZELL (L. DON). Voir CIZANCOURT (M. DE), 344.

FROMAGET (J.). Prés. d'ouvr., 115.

FURON (R.). Voir ABRARD (R.), 153. — Sur le Paléocène africain, 312.

G

GAGNEBIN (E.). Nécrologie, 277.

GALLIER (L.). Nécrologie, 277.

GANDET (G.). Sur la présence de dépôts glaciaires à Saint-Martin-en-Coaillex (Loire), 297. — Sur un niveau à Polypiers branchus du Bathonien (?) de l'Indre et de la Vienne, 330.

GESLIN (M.). Voir LEPAPE (A.), 153.
 GERANZANI (C. S.). Prés. d'ouvr., 345.
 GERBERT (Colonel). Nécrologie, 183.
 GÈZE (B.). Étude géologique de la Montagne Noire et des Cévennes méridionales, 32. — Prés. d'ouvr., 383.
 GÈZE (B.), M. DURAND-DELGA et A. CAVAILLÉ. Prés. d'ouvr., 383.
 GIANNINI (E.). Prés. d'ouvr., 319.
 GIDON (P.). Sur la géologie de la Chambotte, extrémité septentrionale de la rive E du lac du Bourget, 119. — Une faille d'effondrement dans l'anticlinal du Corbeley, en Chartreuse septentrionale, 210. — Un haut-fond valanginien à la « Montagne du Corsuet » près d'Aix-les-Bains, 233. — Sur les relations de la zone du flysch des Aiguilles d'Arves et du massif du Pelvoux, 310, 545.
 GIGNOUX (M.). Prés. d'ouvr., 153. — Rapport sur l'attribution du *Prix Fontannes* à M. J. FLANDRIN, 193.
 GILLET (S.). Les Invertébrés marins de l'Oligocène de Basse-Alsace, 55, 51.
 GLANGEAUD (L.). Prés. d'ouvr., 343. — Caractères structuraux du Jura, 371, 669.
 GLANGEAUD (L.) et M. DREYFUSS. Prés. d'ouvr., 382.
 GOGUEL (J.). Observations à la comm. de M. R.-P. CHARLES, 69. — Prés. d'ouvr., 173, 273, 316.
 GOMBAULT (R.). Voir DUBERTRET (L.), 37.
 GOTTIS (M.). Voir DREYFUSS (M.), 20.
 GOUVERNET (C.). Voir FABRE-TAXY (S.), 178.
 GRAINDOR (M.-J.). Voir DANGEARD (L.), 14. — Prés. d'ouvr., 153.
 GREBER (Ch.). Voir FEYS (R.), 32, 234, 435.
 Grönland. A. CAILLEUX, 123. — J. N. MALAURIE, 126.
 GUILCHER (A.). Observations sur les croissants de plage (beach cusps), 17, 45. — Prés. d'ouvr., 55. — Voir MEYNIER (A.), 318. — Prés. d'ouvr., 318.
 GUILLAUME (L.). Obs. à comm. de M. R.-P. CHARLES, 70.
 GUILLEUX (A.). Voir ELLENBERGER (F.), 56.
 GUIMARAENS (C. P.). Prés. d'ouvr., 114.
 GUIMARÃES (D.). Prés. d'ouvr., 114. — Chronologie géologique fondée sur la désintégration atomique des minéraux radioactifs, 372, 657.
 GUIMARÃES (D.) et B. BRAJNIKOV. Prés. d'ouvr., 114.

II

HAAS (J. O.). Voir SCHNABELE (R.), 98.
 HALLER (J.). Voir DUBERTRET (L.), 37.
 HARVEY (H. W.). Prés. d'ouvr., 113.
 HEERING (J.). Prés. d'ouvr., 343.
 HIRTZ (P.). L'anticlinal du Gros Foug au N de Serrières-en-Chautagne (Savoie), 54, 461. — Existence de l'Albien dans la région de Mangoky (SW de Madagascar), 106.
 HJULSTRÖM (F.). Prés. d'ouvr., 316.
 HOFFMAN (C. R.). Voir SCHNABELE (R.), 98.
 HOFFSTETTER (R.). Prés. d'ouvr., 40, 115.
 Hollande. A. TEN DAM, 20.
 HOST (V.). Voir ELLENBERGER (F.), 56.
 HOUDARD (J.) et G. DELPEY. Prés. d'ouvr., 318.
 HUME (W. F.). Prés. d'ouvr., 239. — Nécrologie, 117.
 HUPÉ (P.). Sur l'existence du Gothlandien sous le granite du Néouvielle (Hautes-Pyrénées) et ses conséquences tectoniques probables, 59. — Voir RECEVEUR (M^{lle}), 74. — Étude morphoscopique de quelques sédiments détritiques grossiers des Hautes-Pyrénées, 196. — Sur une structure (appendice probable) observée chez *Asaphus cornutus* (Trilobite Asaphidé), 347, 561. — Sur l'appareil vasculaire céphalique des Trilobites, 371, 595.
 Hydrogéologie. C. THIRION, 234, 306. — G. MATHIEU, 324.
 Hydrographie. Y. BOISSE DE BLACK DU CHOUCHE, 305.

I

Indo-Chine. E. SAURIN, 47, 72, 285, 326.
 IPPOLITO (F.). Prés. d'ouvr., 39.

J

JACOB (Ch.). Rapport sur l'attribution du *prix Albert Gaudry* à M. A. MICHEL-LÉVY, 189.
 JACOB (D.). Prés. d'ouvr., 175.
 JODOT (P.). Rôle d'*Helix ramondi* dans la classification du Stampien du Bassin de Paris et de la Limagne, 65. — Obs. à la comm. de M^{lle} ALIMEN, 134.
 JOLY (F.) et R. LAVOCAT. Observations géologiques et morphologiques dans les Kem-kem de la Daoura (Maroc Sud-Oriental), 288.

- JOURAVSKY (G.). Quelques données nouvelles sur la tectonique des gisements de cobalt-nickel de la région de Bou-Azzer (Sud-marocain), 360.
- JOURNAUX (A.). Voir VATAN (A.), 90. — Observations sur des dépôts glaciaires des régions d'Ambérieu et d'Izernore (Ain), 372.
- JUNG (J.). Notice nécrologique de J. DE LAPPARENT, 196, 343.
- JURA. A. PERRODON, 29, 85. — A. BONTE, 44. — P. MASSON, 93. — A. VATAN, 102. — D. AUBERT, 148. — G. MATHIEU, 206. — M. DREYFUSS, 236. — L. GLANGEAUD, 371, 669. — A. JOURNAUX, 372.
- Jurassique. M. DREYFUSS et M. GOTTIS, 20. — I. A. FARAG, 30. — C. MARQUIS et V. SZAKALL, 97. — F. KRAUT, 109. — P. COUDERT et G. MATHIEU, 129. — A. BIGOT, 132. — D. AUBERT, 148. — J. RICOUR, 171. — P.-L. MAUBEUGE, 208, 229. — G. CASTANY, 212. — R. MOUTERDE et J. RICOUR, 266. — E. STRETTA, 300. — G. GARDET, 330. — P. DE SAINT-SEINE, 334. — B. MELÉNDEZ, 364.

K

- KARPOFF (R.). Au sujet du Sahara central, 146. — Sur quelques laves interstratifiées dans le Pharusien de l'Adrar des Iforas (Sahara soudanais), 301.
- KIKOÏNE (J.) et H. RADIER. Quartzites d'altération au Soudan oriental, 339.
- KING (W. B. R.). Prés. d'ouvr., 177.
- KOCH (L. E.). Prés. d'ouvr., 366.
- KONING (L. P. G.). Prés. d'ouvr., 343.
- KOWALSKI (W. C.). Prés. d'ouvr., 178.
- KOZŁOWSKI (R.). Prés. d'ouvr., 274, 317.
- KRAUT (F.). Quelques remarques concernant les grès liasiques de la région de Rochechouart (Haute-Vienne), 109. — Voir CAILLÈRE (S.), 303, 527.
- KUENEN (P. H.). Prés. d'ouvr., 343.
- KUMMEROV (E.). Prés. d'ouvr., 318.

L

- LACON (M.). Prés. d'ouvr., 57.
- LACHOIX (A.). Nécrologie, 181. — Notice nécrologique, 355.
- LAHN (E.). Contribution à l'étude tectonique de l'Anatolie centrale (Asie Mineure centrale), 331, 577.
- LALOU (C.). Voir DUPLAIX (S.), 64.
- LAMARE (P.). Essai de carte géologique au 1/10.000^e de la haute vallée d'Os-

tabaret (cours supérieur de la Bidouze, en Basse-Navarre française), 86. — Prés. d'ouvr., 99.

LAMOTTE (M.) et P. MICHEL. Contribution à l'étude du Miocène de la feuille de Saint-Gaudens, 251.

Languedoc. S. DUPLEIX et C. LALOU, 64. — M. DURAND-DELGA, 198.

LAPADU-HARGUES (P.). Contribution aux problèmes de l'apport dans le métamorphisme, 42, 89. — Sur la présence de phanite dans la série cristallophyllienne de la Lozère (Massif Central français), 159.

LAPPARENT (A. F. DE). Prés. d'ouvr., 176.

LAPPARENT (A. F. DE) et M. LELUBRE. Prés. d'ouvr., 38, 136, 384.

LAPPARENT (J. DE). Nécrologie, 183. — Notice nécrologique, 343.

LAVAU (G. DE). Prés. d'ouvr., 136.

LAVOCAT (R.). Les gisements de Vertébrés crétacés du Sud marocain, 125. — Prés. d'ouvr., 136. — Quelques observations dans les Hammadas du Sud marocain, 158. — Voir JOLY (F.), 288.

LAVRENTIEFF (I.). Nécrologie, 187.

LECOINTRE (G.). Allocation, 7. — Voir DANGEARD (L.), 38. — Au sujet de la géologie du Pays Basque, 128. — Prés. d'ouvr., 113, 136. — Sur le Quaternaire des environs de Casablanca (Maroc), 371, 585.

LECOINTRE (G.) et G. WATERLOT. Prés. d'ouvr., 239.

LEFAVRAIS (A.), P. MARIE et J. RICOUR. Travaux d'aménagement récents de l'usine hydroélectrique de Bioge (Haute-Savoie), 257.

LE GROS CLARK (W. E.). Prés. d'ouvr., 317.

LELUBRE (M.). Voir LAPPARENT (A. F. DE), 38. — Géologie du Fezzan oriental, 111, 251.

LE MAÎTRE (D.). Prés. d'ouvr., 273. — Sur quelques genres de Stromatopores dévoniens et leur microstructure, 314, 513.

LEMOINE (M.). Obs. à la comm. de M^{lle} A. FAURE-MURET, 119.

LÉPAPE (A.), M. GESLIN et R. SOYER. Prés. d'ouvr., 153.

LERICHE (M.). Prés. d'ouvr., 239. — Nécrologie, 186. — Notice nécrologique, 343. — Les Poissons éocènes du Bassin de Paris (3^e note additionnelle), 334.

LETOURNEUR (J.). Sur la position tec-

- tonique d'un affleurement permien bordant le bassin houiller de Champagnac (Cantal), 106, 175.
- Lorraine. P.-L. MAUBEUGE, 29, 43, 229. — P. COUDERT et G. MATHIEU, 129.
- LOSS (R.). Sur la présence de schistes graptolitifères dans l'Ordovicien inférieur de la frontière Argentine-Bolivie, 140. — Prés. d'ouvr., 114, 274.
- LOUIS (J.). Tectonique et dislocations des terrains de couverture du bassin houiller du Gard dans la vallée de l'Auzonnet, 59, 167.
- LUBET (P.). Les faciès du Chattien et de l'Aquitainien dans la basse vallée du Ciron (Gironde), 49, 75.
- LUCAS (G.). L'Arenig des environs de Candé. Les schistes et arkoses de Bains, 200.
- LUTAUD (L.). Prés. d'ouvr., 239.
- LYS (M.). Obs. à la comm. de M. H. BARTENSTEIN, 166.
- M
- MACAR (P.) et W. VAN LECKWICK. Prés. d'ouvr., 345.
- Madagascar. P. HIRTZ, 106. — R. DECARY, 166.
- MAGNE (A.). Voir VIGNEAUX (M.), 295.
- MAGNÉ (J.). Voir TEN DAM (A.), 177.
- MAILLARD (C.). Observations sur les galets d'argile de la molasse dans la région lyonnaise, 283, 533.
- MAKOIVSKI (H.). Prés. d'ouvr., 178.
- MALAURIE (J. N.). Note sur un gisement de la mer à *Yoldia* au Groënland (côte SW), 126. — Prés. d'ouvr., 316.
- MALAURIE (J. N.) et M. BOYÉ. Prés. d'ouvr., 316.
- MARÇAIS (J.). Voir CHOUBERT (G.), 318.
- MARCHAND (L.). Voir DONZE (P.), 261.
- MARIE (P.). Microfaunes pélagiques des couches à *Cardita Beaumonti*, 241. — Voir LEFAVRAIS (A.), 257. — Voir ABRARD (R.), 153.
- MARLIÈRE (R.). Vie et travaux de M. LERICHE, 196, 313.
- MAROC. H. et G. TERNIER, 76, 111. — E. ENNOUCHI, 111, 237, 335. — R. LAVOCAT, 125, 158. — P. TALASSE, 163, 245. — J. DRESCH, 169. — E. STRETTA, 213, 300. — J. BOURCART, 245, 453. — F. JOLY et R. LAVOCAT, 288. — G. CHOUBERT, 355. — G. JOURAVSKY, 360. — G. LECOINTRE, 371, 585.
- MARQUIS (Ch.) et V. SZAKALL. Un niveau à microfaune dans le Lias de Caylus (Tarn-et-Garonne), 97.
- MARTINIS (B.). Prés. d'ouvr., 345.
- Massif armoricain. J. PILLET, 27, 294. — G. LUCAS, 200.
- Massif Central. P. BOUT, 15. — M. DREYFUSS et M. GOTTIS, 20. — G. ASTRE, 22, 145. — B. GÈZE, 32. — P. CORSIN et C. MONOMAKHOFF, 42. — J. LOUIS, 59, 167. — P. JODOT, 65. — F. KRAUT, 109. — P. BOUT, 137, 427. — P. LAPADU-HARGUES, 159. — P.-L. MAUBEUGE, 208. — G. GARDET, 297, 330. — Y. B. DE BLACK DU CHOUCHE, 305.
- MASSON (P.). Age des failles de la zone du vignoble au S de Lons-le-Saunier (Jura), 93.
- MATHIEU (G.). Nouveaux gisements de phtanites dans le Briovérien des Manges, Vendée et Gâtine, 49. — Voir COUDERT (P.), 129. — Le charriage des Crozets au N de Saint-Claude (Jura), 206. — Prés. d'ouvr., 114, 178. — Observations paléontologiques et hydrogéologiques à Bus-sang (Vosges), 324.
- MAUBEUGE (P.-L.). Données paléontologiques nouvelles, sur la dolomie dite « dolomie de Beaumont » du Keuper moyen de Lorraine, 29, 43. — Sur la paléontologie de l'horizon des « Stipites » du Larzac, 208. — A propos de la géologie du Vermois : observations sur une note de MM. P. COUDERT et G. MATHIEU, 229. — Prés. d'ouvr., 40, 136, 240, 318. — Sur le Bathonien et en particulier le Bathonien lorrain, 337.
- MELÉNDEZ (B.). Les *Atractites* d'Espagne, 364.
- MENNESSIER (G.). Sur la présence de Rudistes dans un sédiment hautement ligniteux à Piolenc (Vaucluse), 215.
- MERCIER (D.). Voir CORROY (G.), 298.
- MERCIER (M.). Prés. d'ouvr., 152. — Voir ALIMEN (H.), 153.
- MERLA (G.). Prés. d'ouvr., 346.
- Métallogénie. E. RAGUIN, 223, 451.
- Métamorphisme. R. PERRIN et M. ROUBAULT, 14, 3; 280, 641. — P. LAPADU-HARGUES, 42, 89; 159. — J.-M. FONTBOTÉ, 76. — G. DEICHA, 88, 247. — A. DEMAY, 198, 297. — F. ELLENBERGER, 249. — J. THIEBAUT, 258.
- MEYNIER (A.) et A. GUILCHER. Prés. d'ouvr., 318.
- MICHEL (P.). Voir LAMOTTE (M.), 251.
- MICHEL-LÉVY (A.). Attribution du *Prix Albert Gaudry*, 189.

Micropaléontologie. A. TEN DAM, 20. — G. DUBOURDIEU et J. SIGAL, 42, 205. — M^{lle} RECEVEUR, J. SIGAL et P. HUPÉ, 74. — J. SIGAL, 150, 264. — H. BARTENSTEIN, 164. — M. LYS, 166. — A. TEN DAM et J. SIGAL, 234. — P. MARIE, 241.

MIGLIORINI (C. I.). Prés. d'ouvr., 346.

Miocène. J. CUVILLIER, J. DUPOUY-CAMET et V. SZAKALL, 95. — F. CROUZEL, 80. — F. M. BERGOUNIOUX et F. CROUZEL, 78, 135. — P. TALASSE, 163. — G. CHARLES, 231. — M. LAMOTTE et P. MICHEL, 251. — D. MONGIN, 270, 292. — M. VIGNEAUX et A. MAGNE, 295. — L. DAVID, 305, 539. — H. SCHÖELLER, 331. — G. CHOUBERT, 355.

MONGIN (D.). Quelques précisions sur les galets verts du Burdigalien de Provence, 270. — Sur la présence du Burdigalien moyen dans la région de Fontvieille (Bouches-du-Rhône), 292.

MONOD (Th.). Observations nouvelles sur l'Adrar mauritanien, 222, 409. — Voir BOURBEAU (E.), 294.

MONOMAKHOFF (C.). Voir CORSIN (P.), 42.

MOORE (R. C.). Prés. d'ouvr., 99.

MORELLET (L.) † et J. MORELLET. Prés. d'ouvr., 99.

MORTELMANS (G.). Prés. d'ouvr., 319.

MOUGEOT (D^e). Prés. d'ouvr., 384.

MOUTERDE (R.) et J. RICOUR. Age de la transgression secondaire et nouveaux gisements à plantes de la base du Lias dans le département de l'Indre, 266.

MOYSE (A.). Voir ELLENBERGER (F.), 56.

MUNIER (P.) et A. RIVIÈRE. Prés. d'ouvr., 217.

N

Nécrologie. F. DAGUIN, 185. — A. DO CARMO GUARESMA VIANNA, 277. — M. DROPSY, 187. — A. L. DU TOIT, 181. — G. EMELIANOFF, 186. — W. H. EMMONS, 58. — E. GAGNEBIN, 277. — L. GALLIER, 277. — GERBER, 183. — W. F. HUME, 117. — A. LACROIX, 181, 196, 355. — J. DE LAPPARENT, 183, 196, 343. — I. LAVRENTIEFF, 187. — M. LERICHE, 186, 196, 343. — J. RELIN, 187. — C. ROQUEFORT, 187. — G. SÄVE-SÖDERBERGH, 183. — D. SCHNEEGANS, 137. — E. P. SEGAUD, 277. — A. SENN, 277. — L. SPIESS, 85. — R. VAN AUDEL, 180.

NEEB (G. A.). Prés. d'ouvr., 345.

NÉMEJC (F.). Prés. d'ouvr., 177.

NICOTERA (P.). Prés. d'ouvr., 39.

NIGGLI (P.). Voir BURRI (C.), 317.

Normandie. L. DANGEARD et M.-J.

GRAINDOR, 14. — A. BIGOT, 132. — L. DANGEARD, 167.

Nouvelle-Calédonie. J. AVIAS, 222, 439; 277.

O

OKAY (A. C.). Prés. d'ouvr., 342.

Oligocène. P. LUBET, 49, 75. — S. GILLET, 55, 51. — P. JODOT, 65, 134. — H. ALIMEN, 132. — J.-M. THÉRY, 261. — M. VIGNEAUX, 286, 329, 373. — G. AUBERT et J. DUPUIS, 314. — H. SCHÖELLER, 357. — G. CASTANY, 359.

OLIVEIRA MACHADO e COSTA (A. A.). Prés. d'ouvr., 273.

ORCEL (J.). Hommage à la mémoire de Alfred LACROIX, 196, 355.

ORLINI (A.). Prés. d'ouvr., 345.

OULIANOFF (N.). Prés. d'ouvr., 178.

OZORIO DE FREITAS (R.). Prés. d'ouvr., 39.

P

Paléobolanique. E. BOURBEAU et Th. MONOD, 294. — E. BOURBEAU, 376, 604.

Paléontologie. G. ASTRE, 52. — S. GILLET, 55, 51. — A. CHAVAN, 283, 507. — J. PILLET, 294.

Annélides. A. WRIGLEY, 280, 499.

Bryozoaires. M. VIGNEAUX, 17. — L. DAVID, 305, 539. — E. BUGÉ, 381, 623.

Céphalopodes. G. DUBOURDIEU, 26. — G. DUBOURDIEU et J. SIGAL, 42, 205. — J. SORNAY et F. TESSIER, 111, 245.

— J. FRADIN, 137, 283. — V. PÉRÉDASKINE, 162, 269. — B. MELÉNDEZ, 364. — E. BASSE et M. PERRODON, 365.

Échinodermes. M. COLLIGNON, 112, 263. — M. DEFLANDRE-RIGAUD, 135.

Gastropodes. P. JODOT, 65, 134. — A. CHAVAN, 104, 243. — H. ALIMEN, 132.

Lamellibranches. R.-P. CHARLES, 18, 31. — A. CHAVAN, 104, 243. — C. DECHASEAUX et M. CASALIS, 135, 279. — G. MENNESSIER, 215.

Stromatopores. D. LE MAITRE, 314, 513.

Trilobites. P. HUPÉ, 347, 561; 371, 595.

Vertébrés. F. CROUZEL, 80. — C. ARAMBOURG, 100, 495; 290. — E. ENNOUCHI, 111, 237, 335. — R. LAVOCAT, 123. — P. BORDET, 129. — G. ASTRE, 145. — P. DE SAINT-SEINE, 334.

Palestine. M. AVNIMELECH, 142, 204, 285.

PARÉJAS (E.). Prés. d'ouvr., 274, 366.

PÉRAULT (P.). Voir ELLENBERGER (F.), 56.

PÉRÉBASKINE (V.). Contribution à la connaissance de l'âge du Flysch des Petites Pyrénées, 162, 269.

Permien. R. FEYS et C. GRÉBER, 32. — E. SAURIN, 47. — J. LETOURNEUR, 106, 175.

PERRIN (R.) et M. ROUBAULT. Applications d'études récentes sur les diffusions d'ions et la constitution des minéraux à l'interprétation de faits géologiques, 14, 3. — De critères permettant de déterminer le mode de formation des filons à bords parallèles, 280, 641.

PERRODON (A.). Remarques tectoniques sur les environs de Morteau (Doubs), 29, 85.

PERRODON (M.). Voir BASSE (E.), 365.
Pétrographie. A. VATAN et A. JOURNAUX, 90. — A. VATAN, 123. — E. BRUET, 477. — L. VISSE, 251, 253, 374. — J. AVIAS, 222, 272. — S. CAILLÈRE et F. KRAUT, 303, 527. — J. DURAND, 303. — J. KIKOÏNE et H. RADIER, 339. — M. AUZEL et A. CAILLEUX, 370, 553. — P. FOURMARIER, 371, 569.

PFANNENSTIEL (M.). Prés. d'ouvr., 274.

PFENDER (J.) † et D. SCHNERGANS. A propos de l'âge des calcaires des Morros de San Juan (État de Guarico, Vénézuéla), 91.

PILLET (J.). Contribution à l'étude du Dévonien du synclinal de Sablé (Sarthe), 27. — La faune des schistes, calc-schistes et grauwackes d'Angers, 294.

PINAR (N.). Prés. d'ouvr., 342.

Plateau continental. J. BOURCART, 12.
Pliocène. C. ARAMBOURG, 100, 120, 195; 290. — P. BOUT, 137, 427. — G. ASTRE, 305. — A. CAILLEUX, 319.

PLYMÈN (G. H.). Prés. d'ouvr., 344.

POKORNY (V.). Prés. d'ouvr., 316.

POUGNET (R.). Stratigraphie et identification des formations continentales du Moyen-Niger et du Haut-Dahomey, 212, 493.

Précambrien. L. DANGEARD et (M.-J.) GRAINDOR, 14. — G. MATHIEU, 49. — R. KARPOFF, 146, 301.

Prix Fontannes. M. GIGNOUX, 193. — J. FLANDRIN, 195.

Prix Gaudry. Ch. JACOB, 189. — A. MICHEL-LÉVY, 192.

Provence. — R.-P. CHARLES, 67, 71. — J. GOGUEL, 70. — J. RICOUR, 70, 72. — G. CORROY et G. CHEYLAN, 172. — D. MONGIN, 270, 292. — G. CORROY et

D. MERCIER, 298. — G. CORROY, 357.

PRUVOST (P.). Allocutions, 5, 180. — Prés. d'ouvr., 56, 177.

Pyrénées. E. RAGUIN, 29, 181. — M^{me} RECH-FROLLO, 29. — P. HUPÉ, 59. — M^{lle} RECEVEUR, J. SIGAL et P. HUPÉ, 74. — F. CROUZEL, 80. — P. LAMARE, 86. — J.-P. DESTOMDES, 138. — V. PÉRÉBASKINE, 102, 269. — A. DE RIVOYRE, 338. — P. BIROT, 353. — M. CASTÉRAS, 362.

Q

QUARATESI D'ACHIARDI (L.). Prés. d'ouvr., 319.

Quaternaire. P. BOUT, 15. — N. THÉOBALD, 91, 155, 262, 353. — G. DENIZOT, 106, 223. — E. ENNOUCHI, 111, 335. — J. N. MALAURIE, 126. — G. ASTRE, 145. — R. ABRARD, 149. — P. BELLAIR, 160. — H. ALMIN, 162. — J. TRICART, 224. — J. BAUDET, 243. — J. BOURCART, 245, 453. — P. TALTASSE, 245. — E. BASSE, 281. — F. BOURDIER, 283. — G. GARDET, 297. — G. BOUILLET, 322. — G. LECOINTRE, 371, 585. — G. DUBOIS et J. SAUVAGE, 376.

Voir aussi *Dépôts et morphologie glaciaires*.

R

RADIER (H.). Voir KIKOÏNE (J.), 339.

RAGUIN (E.). Sur l'évolution du granite de Quérigut (Ariège), 29, 181. — Communication sur l'état actuel des publications du Service de la Carte géologique, 221. — Métallogénie et failles vivantes, 223, 415. — Prés. d'ouvr., 55, 239.

READ (H. H.). Prés. d'ouvr., 319.

RECEVEUR (M^{lle}), J. SIGAL et P. HUPÉ. Microfaunes du Crétacé supérieur (Campanien-Maestrichtien) des Hautes-Pyrénées, 74.

RECH-FROLLO (M^{me} M.). Les grès du sommet du Flysch pyrénéen, 29.

REED (F. R. C.). Prés. d'ouvr., 317.

RELIN (J.). Nécrologie, 187.

RENIER (A.). Prés. d'ouvr., 40, 57.

RENNIE (J. V. L.). Prés. d'ouvr., 275.

REVERT (E.). Prés. d'ouvr., 218.

REYNA (Y. G.). Prés. d'ouvr., 57.

RICHARD-MOLARD (J.). Prés. d'ouvr., 273.

RICOUR (J.). Voir FABRE (J.), 24. — Obs. à la comm. de M. R. FEYS, 34. — Obs. à la comm. de M. R.-P. CHARLES, 70, 72. — Présence de calcaires à Gryphées au mont de Tuda, près de St-

- Florent (Corse), 171. — Voir LEFAVRAIS (A.), 257. — Voir MOUTERDE (R.), 266. — Voir BONTE (A.), 344.
- RITTMANN (A.). Prés. d'ouvr., 39.
- RIVIÈRE (A.). Voir MUNIER (P.), 217. — Prés. d'ouvr., 218, 316. — Conditions d'existence et aspects des rides sous-marines littorales. Leur rôle dans la sédimentation côtière, 311.
- RIVOYRE (A. de). Sur la découverte de quelques fossiles dans la région d'Arbas (Haute-Garonne) et de Balaguères (Ariège), 338.
- ROCH (E.). Voir BEAUREGARD (J. de), 310. — L'âge du relief jurassien de la montagne du Gros-Foug (Savoie), 341.
- Roches cristallines.* E. RAGUIN, 29, 181. — E. SAURIN, 72. — A. BLANCHOT et L. BAUDIN, 150. — J. AVIAS, 222, 439. J. THIÉBAUT, 378. — G. DENIZOT, 380.
- RODRIGUEZ-MELLADO (M. T.) et D. THAUDEU. Prés. d'ouvr., 153.
- ROYER (W. P. de). Prés. d'ouvr., 343.
- ROLLANDO (Y.). Prés. d'ouvr., 178, 318.
- ROQUEFORT (C.). Nécrologie, 187.
- ROTHÉ (J. P.). Prés. d'ouvr., 274.
- ROUBAULT (M.). Voir PERRIN (R.), 14, 3; 280, 641. — Prés. d'ouvr., 153, 273.
- RUSO (P.). Prés. d'ouvr., 40, 115, 178.
- RUSO (P.) et L. RUSSO. Un modèle d'hydrogéologie jurassienne: St-Rambert-en-Bugey (Ain), 292.
- RUTSCH (R. F.). Prés. d'ouvr., 178.
- S**
- Sahara. M. LELUBRE, 111, 251. — R. KARPOFF, 146, 301. — P. BELLAI, 160. — J. DURAND, 303. — M. AUZEL et A. CAILLEUX, 370, 553.
- SAINT-SEINE (P. de). Prés. d'ouvr., 135. — Sur la présence d'un Pycnodontidé dans le Lias inférieur du Cher, 334.
- SAMSONOVICZ (J.). Prés. d'ouvr., 178.
- SANDERS (B.). Prés. d'ouvr., 174.
- SANDRUCCI (L.). Voir BONDI (F.), 319.
- SAN MIGUEL ARRIBA (A.). Voir SAN MIGUEL DE LA CAMARA (M.), 39. — Prés. d'ouvr., 39.
- SAN MIGUEL DE LA CAMARA (M.). Prés. d'ouvr., 38.
- SAN MIGUEL DE LA CAMARA (M.) et A. SAN MIGUEL ARRIBA. Prés. d'ouvr., 39.
- SAURIN (E.). Permien à Fusulinidés de la Nam-Nga (Haut-Laos), 47. — Lame cristallophyllienne et diorites entre Nam Beng et Nam Hou (Haut-Laos), 72. — Sur la géologie des environs de Langson (Tonkin), 285. — L'âge des calcaires du Pah-Xieng-Thong, province du Tran Ninh (Laos), 326.
- SAUVAGE (J.). Voir DUBOIS (G.), 376.
- SAVE-SÖDERBERGH (G.). Nécrologie, 183.
- SCHNAEBELÉ (R.), J. D. HAAS et C. R. HOFFMANN. Prés. d'ouvr., 98.
- SCHNEEGANS (D.). Obs. à la comm. de M. BONTE, 46. — Voir PFENDER (J.), 91. — Nécrologie, 137.
- SCHOELLER (H.). Découverte d'un calcaire lacustre au sommet du Burdigalien, aux environs de Bordeaux, 331. — Les variations de la teneur en gaz carbonique des eaux souterraines, 308. — Un niveau de marnes à *Unio* sous le calcaire gris de l'Agenais, à Agen (Lot-et-Garonne), 357. — L'âge de la partie supérieure des sables à Nummulites du Blayais (Gironde), 370. — Prés. d'ouvr., 382.
- Sédimentation.* A. GUILCHER, 17, 15. — G. BOUILLET et A. CAILLEUX, 34, 223, 255. — L. BERTHOIS, 62. — J. BOURCART, 64. — S. DUPLAIX et C. LALOU, 64. — R. BAUDOUIN, 93, 189. — A. VATAN, 102. — A. CAILLEUX, 123, 326. — P. HUPÉ, 196. — J. AVIAS, 222, 272. C. MAILLARD, 283, 533. — A. RIVIÈRE, 311.
- SEGAUD (E. P.). Nécrologie, 277.
- SENN (A.). Nécrologie, 277.
- SIGAL (J.). Voir DEBOURDIEU (G.), 42, 205. — Voir RECEVEUR (M^{lle}), 74. — Dano-Montien ou Paléocène ? Ou le passage du Crétacé au Tertiaire en Algérie, 150. — Voir TEN DAM (A.), 231. — Une date remarquable dans l'évolution de la micro-faune du Céomanien-Turonien en Algérie, 264. — Prés. d'ouvr., 318.
- Silurien. P. HUPÉ, 59. — J.-P. DESTOMBES, 138. — R. LOSS, 140. — G. LUCAS, 200. — Th. MONOD, 222, 409.
- SITTER (L. U. de). Le style structural nord-pyrénéen dans les Alpes bergamasques, 331, 617. — Prés. d'ouvr., 342.
- SITTER (L. U. de) et C. M. DE SITTER-KOOMANS. Prés. d'ouvr., 342.
- SITTER-KOOMANS (C. M. de). Voir SITTER (L. U.), 342.
- SMIT-SIBINGA (G. L.). Prés. d'ouvr., 342.
- SÓARES DE CARVALHO (G.). Prés. d'ouvr., 317.
- SORNAY (J.) et F. TESSIER. Ammonites nouvelles du Maestrichtien du Sénégal, 111, 245.

- SOYER (R.). Voir ABRARD (R.), 153. —
 Voir LEPAPE (A.), 153.
 SPENGLER (E.). Prés. d'ouvr., 342.
 SPIESS (L.). Nécrologie, 85.
 STCHÉPINSKY (V.). Terrains ferrugineux
 crétacés de la Haute-Marne, 339. —
 Prés. d'ouvr., 344.
 STILLE (H.). Prés. d'ouvr., 99, 240.
 STRETTA (E.). La structure du bassin de
 l'Oued El Haï (Maroc oriental), 213.
 — Précisions stratigraphiques sur le
 substratum jurassique des Hauts-
 Plateaux marocains (Région d'Oudja-
 da), 300.
 SZAKALL (V.). Voir CUVILLIER (J.), 60,
 95. — Voir MARQUIS (Ch.), 97.
 SZÖTS ENDRE (K.). Prés. d'ouvr., 136.

T

- TAILLEFER (F.). Prés. d'ouvr., 40.
 TALASSE (P.). Position stratigraphique
 des calcaires lacustres d'Ahermou-
 mou (Région de Fès, Maroc). 163. —
 Conglomérats dans les travertins de
 Fès (Maroc), 245.
 TAVANI (G.). Prés. d'ouvr., 319.
 TAYLOR (J. H.). Prés. d'ouvr., 177.
 Tectonique, P. GIDON, 19, 210, 310, 545.
 — A. PERRODON, 29, 85. — A. BONTE,
 44. — M. SCHNEEGANS, 46. — R. BAR-
 BIER, 51. — J. LOUIS, 59, 167. — P. HU-
 PÉ, 59. — P. LAMARE, 86. — P. MAS-
 SON, 93. — M. DURAND-DELGA, 100,
 271. — J. LETOURNEUR, 106, 175. — G.
 CORROY et G. CHEYLAN, 172. — A. DE-
 MAY, 198, 297. — M. ARNAULD, 201. —
 G. MATHIEU, 206. — P. HIRTZ, 54, 161.
 — E. STRETTA, 213. — M. DREYFUSS,
 236. — P. DONZE et L. MARCHAND, 261.
 — G. CORROY et D. MERCIER, 298. —
 L. U. DE SITTER, 331, 617. — E. LAHN,
 331, 577. — E. ROCH, 341. — P. BIROT,
 353. — G. JOURAVSKY, 360. — L. GLAN-
 GAUD, 371, 669.
 TEIXEIRAS (C.). Prés. d'ouvr., 40.
 TEICHERT (C.). Voir FAIRBRIDGE (R. W.),
 39.
 TEILHARD DE CHARDIN (P.). Prés. d'ouvr.,
 40.
 TEN DAM (A.). Les Foraminifères de
 l'Albien des Pays-Bas, 20. — Prés.
 d'ouvr., 40, 177.
 TEN DAM (A.) et J. MAGNÉ. Prés. d'ouvr.,
 177.
 TEN DAM (A.) et J. SIGAL. Sur une espèce
 nouvelle du genre de Foraminifères,
Biglobigerinella LALICKER 1948, 234.
 TERMIER (H. et G.). Mode de gisement

- des basaltes « permo-triasiques » au
 Maroc, 76, 111.
 Tertiaire. A. CORNET, 78. — A. VATAN,
 102. — M. VIGNEAUX, 355.
 TERTSCH (H.). Prés. d'ouvr., 175.
 TESSIER (F.). Voir SORNAY (J.), 111, 245.
 — Le Paléocène au Sénégal, 227.
 THADEU (D.). Voir DA COSTA FONSECA
 (N.), 114. — Voir RODRIGUEZ MELLADO
 (M. T.), 153. — Prés. d'ouvr., 318.
 THÉOBALD (N.). Contribution à l'étude
 de la basse terrasse rhénane, 91, 155.
 — L'âge de la capture de la Wutach,
 262. — Disposition des alluvions du
 rebord E des Vosges dans la région
 de Senheim (Haut-Rhin), 353.
 THÉRY (J. M.). Découverte d'Algues cal-
 caires dans l'Oligocène de Pechel-
 bronn (Bas-Rhin), 261.
 THIÉBAUT (J.). Sur l'existence d'épi-
 diorites dans le massif métamorphi-
 que de Grande Kabylie, 258. — Des-
 cription du contact entre la granodi-
 orite de Ménerville et le socle cristal-
 lophyllien (Algérie), 378.
 THIRION (C.). Principales caractéristi-
 ques de l'hydrogéologie de la vallée
 de la Garonne entre Montréjeau et
 St-Gaudens (Hte-Garonne), 306.
 TORON VILLEGAS (L.). Prés., d'ouvr.,
 57.
 TORON VILLEGAS (L.) et A. ESTEVE TOR-
 RÉS. Prés. d'ouvr., 57.
 TREVISAN (L.). Prés. d'ouvr., 319.
 Trias. J. FABRE et J. RICOUR, 24. — P.-
 L. MAUBEUGE, 29, 43. — R.-P. CHARLES,
 67. — L. GUILLAUME, 70. — H. et G.
 TERMIER, 76, 111. — G. DRBOIS, 260. —
 E. SAURIN, 285. — F. ELLENBERGER,
 347. — M. DALLONI, 360.
 TRICART (J.). Premiers résultats d'une
 étude des phénomènes périglaciaires
 dans les alluvions quaternaires de
 Basse-Alsace, 224. — Les phénomènes
 périglaciaires dans les Vosges gré-
 seuses, 351. — Prés. d'ouvr., 384.
 TRUEMAN (A. E.). Prés. d'ouvr., 317.
 Tunisie. M. ARNOULD, 203. — G. CAS-
 TANY, 212, 359.

U V

- UMBROVE (J. H. F.). Prés. d'ouvr., 274.
 VAGLIASINDI (C.). Prés. d'ouvr., 274.
 VALDUGA (A.). Prés. d'ouvr., 346.
 VALLET (J. M.). Prés. d'ouvr., 274.
 VAN AUBEL (R.). Nécrologie, 180.
 VAN LECKWIJCK (W.). Prés. d'ouvr.,
 345.

- VAN REGTEREN ALTENA (C. O.). Prés. d'ouv., 343.
- VAN STRAATEN (L. M. J. U.). Prés. d'ouv., 343.
- VAN VOORTHUYSEN (J. H.). Prés. d'ouv., 343.
- VATAN (A.). La sédimentation détritique dans la zone subalpine et le Jura méridional au Crétacé et au Tertiaire, 102. — Prés. d'ouv., 56.
- VATAN (A.) et A. JOURNAUX. Premiers résultats d'une étude pétrographique des matériaux des plaines de la Saône, 90.
- VAUTRIN (H.). Prés. d'ouv., 37.
- VECCHIA (O.). Prés. d'ouv., 345.
- Vendée. G. MATHIEU, 49.
- VIGHI (L.). Prés. d'ouv., 40.
- VIGNEAUX (M.). Sur la présence du genre *Kionidella* KOSCHINSKY (Bryozoaire Cheilostome) dans le bassin d'Aquitaine, 17. — Sur une nouvelle coupe de l'Aquitainien près de Villandraut (Gironde), 286. — Sur la constance d'un contact au sein de l'Aquitainien dans la région de Villandraut (Gironde), 329. — La stratigraphie comparée de la coupe des Berdigots (Gironde), 355. — Sur l'existence du contact Aquitainien - Helvétien dans le Bazadais (Aquitaine), 372.
- VIGNEAUX (M.) et A. MAGNE. Contribution à l'étude du Néogène de la région de Saint-Léger (Gironde), 295.
- VILLALTA (J. F. DE). Voir CRUSAFONT PAIRÓ (M.), 57, 177.
- VISSE (L.). Note pétrographique sur le phosphate de chaux de Lam-Lam (A. O. F.), 251. — Remarques sur la genèse des pseudoolithes phosphatés des minerais nord-africains, 253. — Note pétrographique sur les phosphates de Floride (U. S. A.), 374.
- Vosges. G. MATHIEU, 324. — J. TRICART 351.
- W
- WATERLOT (G.). Prés. d'ouv., 239.
- WECKHERLIN DE MAREZ DYENS (F. A. H.). Prés. d'ouv., 342.
- WEGMANN (E.). Voir ELLENBERGER (F.), 56.
- WESTERWELD (J.). Prés. d'ouv., 343.
- WETZEL (R.). Voir DUBERTRET (L.), 37.
- WILFARTH (M.). Prés. d'ouv., 218.
- WILLS (L. J.). Prés. d'ouv., 56.
- WRIGLEY (A.). Prés. d'ouv., 136. — Les opercules de Serpulidés de l'Eocène, du Bassin de Paris, 280, 499.

La gérante de la Soc. Géol. : M. HAUMONT.

